

**ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАННЕМЕЗОЗОЙСКИХ МЕТАБАЗАЛЬТОВ
ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТУКУРИНГСКОГО ТЕРРЕЙНА МОНГОЛО-ОХОТСКОГО
СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА**

В.А. Заика¹, В.В. Шиловских²

¹ФГБУН Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Рёлочный пер. 1, г. Благовещенск, 675000;
e-mail: zaika_v_a_88@mail.ru

²ФГБОУВО Санкт-Петербургский государственный университет, Научный Парк, ресурсный центр «Геомодель»,
ул. Ульяновская 1, г. Санкт-Петербург, 198504; e-mail: st036029@student.spbu.ru

Поступила в редакцию 03 мая 2018 г.

В статье представлены результаты геохимических, Sm-Nd изотопно-геохимических исследований метавулканических пород западной части Тукурингского террейна – одного из наиболее крупных террейнов в структуре Монголо-Охотского складчатого пояса. Показано, что среди метавулкаников теплоключевской, гармаканской и алгаинской свит присутствуют разновидности, близкие к OIB и N-MORB, и не обнаружены метавулканиды, обладающие признаками субдукционного происхождения. Принимая во внимание раннемезозойский возраст указанных свит, исследованные metabazalts являются наиболее молодыми в структуре Монголо-Охотского пояса. Не исключено, что нижнемезозойские отложения западной части Тукурингского террейна, включающие метавулканиды OIB-типа и N-MORB-типа, являются реликтами остаточного океанического бассейна. Полученные данные могут указывать на отсутствие субдукционных процессов в позднем триасе – средней юре на финальных этапах формирования Монголо-Охотского складчатого пояса. Закрытие раннемезозойского бассейна, вероятно, осуществлялось в результате широкомасштабных сдвиговых перемещений.

Ключевые слова: metabazalts, мезозой, остаточный бассейн, Монголо-Охотский складчатый пояс.

ВВЕДЕНИЕ

Монголо-Охотский складчатый пояс является одним из наиболее крупных структурных элементов восточной Азии (рис. 1). В настоящее время его принято рассматривать в качестве реликта одноименного палеоокеана [11, 12 и др.], закрытие которого произошло в результате коллизии Северо-Азиатского кратона и Амурского супертеррейна. В современном структурном плане пояс представляет собой типичную «шовную» зону, состоящую из вытянутых вдоль ее простирания террейнов, которые ранее рассматривались в качестве структурно-формационных зон.

Имеющиеся палеомагнитные данные (см. обзор в [3, 10, 26]) указывают на наличие в палеозойское время пространства между южной окраиной Северо-Азиатского кратона и континентальными массивами южного обрамления Монголо-Охотского пояса. Эти данные, а также присутствие непосредственно в пределах пояса, а также в обрамляющих его континентальных структурах магматических комплексов палеозойского и раннемезозойского возраста (см. обзор в [1, 2, 8, 16, 17, 20, 21, 39]) свидетельствуют о длительной и сложной истории его формирования.

Разработанные к настоящему времени тектонические модели формирования Монголо-Охотского складчатого пояса имеют во многом противоречивый характер (см. обзоры в [11, 26]). Главной причиной такой неопределенности является отчетливый дефицит данных о возрасте, составе и геодинамических обстановках формирования геологических комплексов, участвующих в строении пояса, что не позволяет приблизиться к пониманию характера и времени проявления аккреционных и коллизионных процессов. В настоящей статье в этом плане обсуждаются результаты геохимических, Sm-Nd изотопно-геохимических исследований метавулканических пород западной части Тукурингского террейна – одного из наиболее крупных террейнов в структуре Монголо-Охотского складчатого пояса.

В настоящей статье в этом плане обсуждаются результаты геохимических, Sm-Nd изотопно-геохимических исследований метавулканических пород западной части Тукурингского террейна – одного из наиболее крупных террейнов в структуре Монголо-Охотского складчатого пояса.

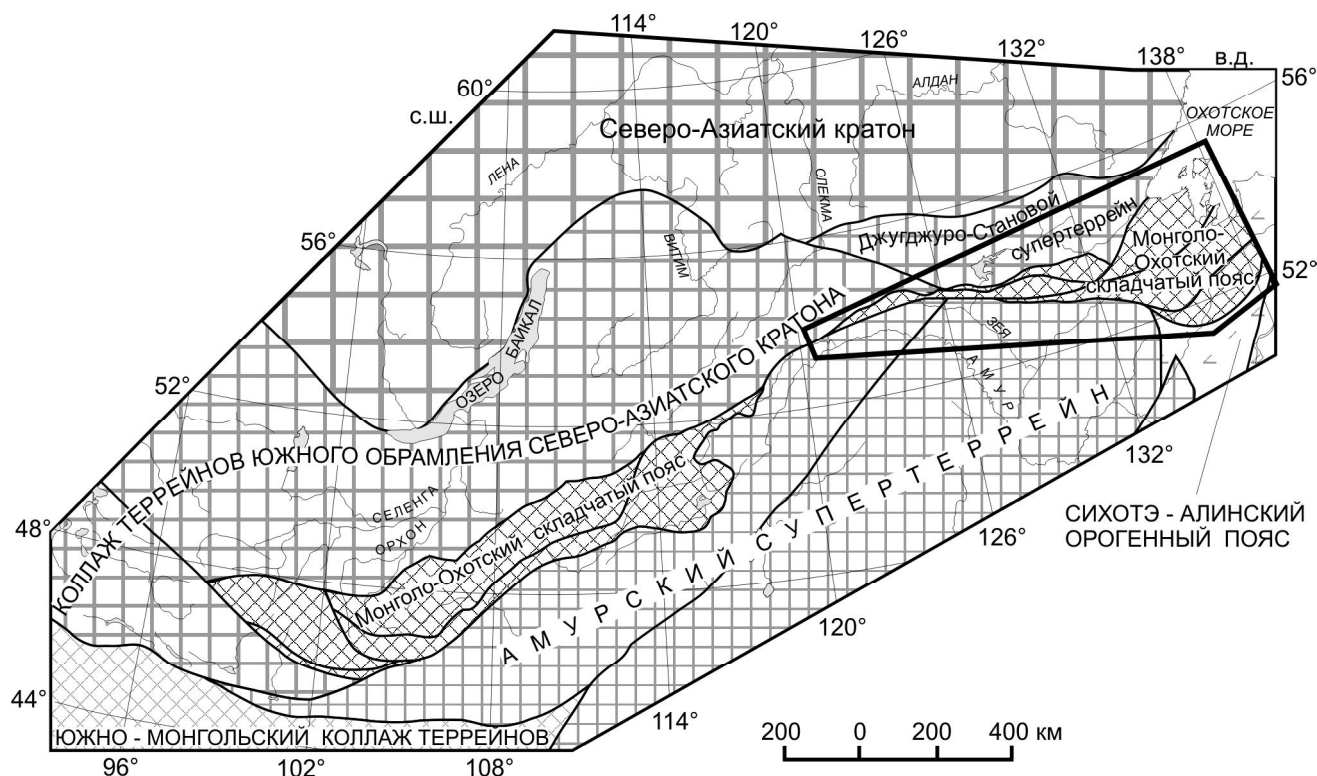


Рис. 1. Положение Монголо-Охотского складчатого пояса среди основных тектонических структур восточной Азии. Схема составлена по [11] с изменениями авторов. Многоугольником показан район исследования.

**КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О СТРОЕНИИ
ТУКУРИНГСКОГО ТЕРРЕЙНА**

Тукурингский террейн вытянут в субширотном направлении почти на 400 км при ширине до 30 км (рис. 2). Южной границей террейна является система Южно-Тукурингского разлома, которая отделяет его от Амурского супертеррейна. С севера по зоне Северо-Тукурингского разлома он граничит с Селенгино-Становым и Джугджуро-Становым супертеррейнами юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона. Северо-восточный фланг террейна полого «срезан» Чампулинским разломом, по которому Тукурингский террейн отделен от Джагдинского террейна.

Тукурингский террейн сложен метаморфизованными вулканогенными, кремнистыми, терригенными, реже карбонатными отложениями. Первоначально стратифицированные отложения террейна условно относились к верхнему протерозою [9] или венду–нижнему кембрию [5, 6]. Позднее они были условно отнесены к среднему и среднему-верхнему палеозою [7, 13], однако результаты геохронологических (U-Pb LA-ICP-MS) исследований детритовых цирконов из метаосадков западной части Тукуринг-

ского террейна свидетельствуют об их раннемезозойском возрасте [18].

Вдоль южной границы Тукурингского террейна протягивается цепочка веретено- и лентовидных интрузий, сложенных габбро, габбродиоритами, кварцевыми диоритами, тоналитами пиканского комплекса. Возраст кварцевых диоритов петротипического Пиканского массива составляет 468 ± 4 млн лет [17].

**ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТОВ
ИССЛЕДОВАНИЯ**

Как было отмечено выше, объектами данного исследования являются метавулканические породы западной части Тукурингского террейна. Наиболее полные разрезы стратифицированных образований террейна представлены в береговых обрывах Зейского водохранилища (рис. 2), где и были нами изучены.

Здесь эти образования разделены на три свиты [5] (снизу вверх): теплоключевская свита (1700 м) – сланцы кварц-серицит-хлоритовые, кварц-серицитовые, кварц-хлорит-эпидотовые, магнетит-хлорит-амфиболовые, пласты мраморизованных известняков и кварцитов; гармаканская свита (2200 м) – сланцы кварц-серицитовые, рассланцованные песчаники и алевролиты, пласты эпидот-хлорит-актинолитовых,

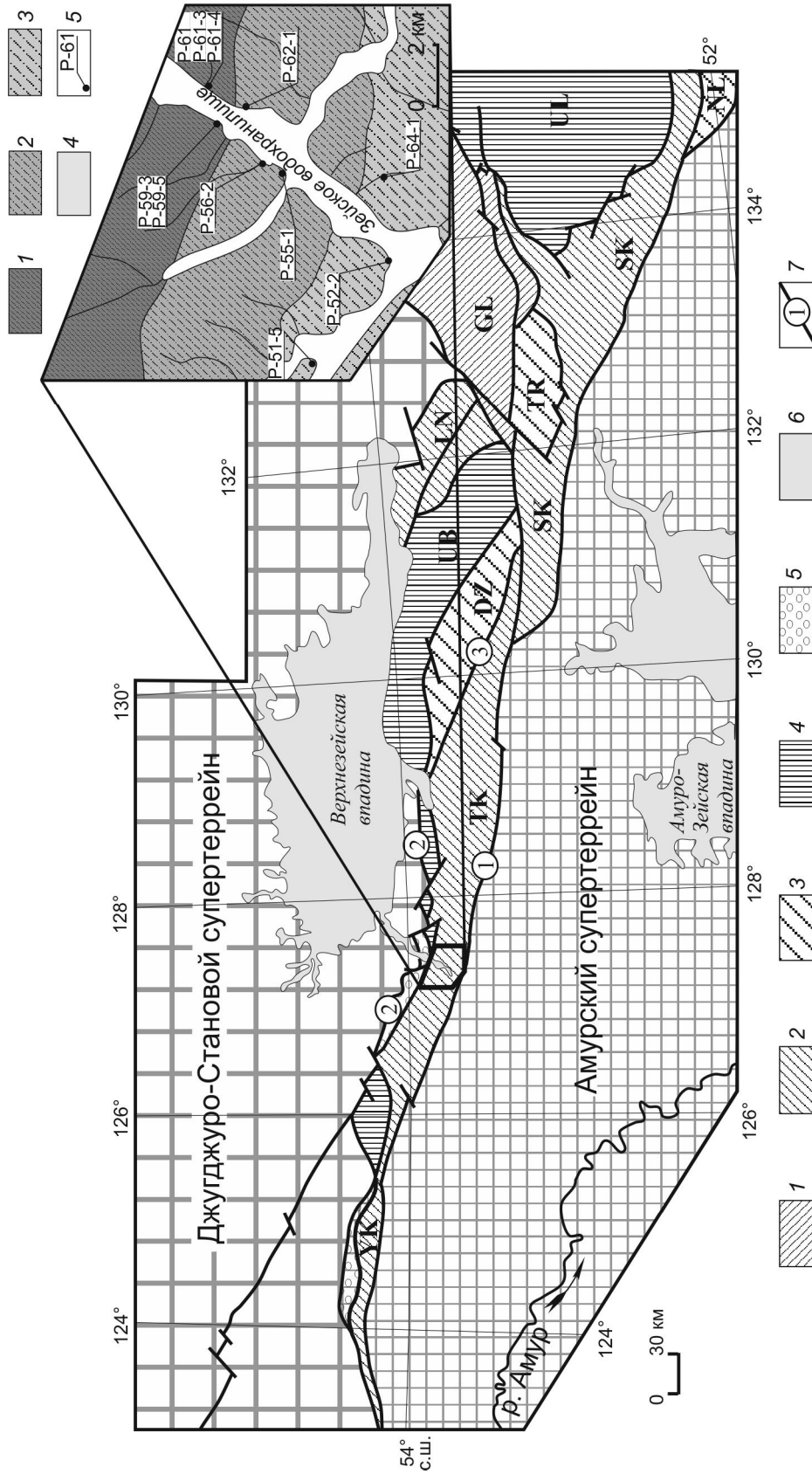


Рис. 2. Схема структурного районирования восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса, по [15].

1 – террейны, сложенные преимущественно средне- и верхнепалеозойскими метасадочными и метавулканическими комплексами; 2 – террейны, сложенные преимущественно верхнепалеозойскими метасадочными и метавулканическими комплексами; 3 – террейны, сложенные преимущественно нижнемезозойскими турбидитовыми комплексами; 4 – террейны, сложенные преимущественно нижнемезозойскими турбидитовыми комплексами; 5 – верхнеюрско-нижнемеловые конгломераты, гравелиты, песчаники; 6 – кайнозойские рыхлые отложения; 7 – разломы; 1 – Южно-Тукурингский, 2 – Северо-Тукурингский, 3 – Чампулинский. Многоугольником показан район исследования. Буквами обозначены террейны: GL – Галамский, DZ – Джаглинский, LN – Ланский, SK – Селемджино-Кербинский, TK – Тукурингский, TR – Токурский, UL – Ульяновский, UB – Унья-Бомский, UK – Янканский. Врезка – геологическая схема западной части Тукурингского террейна. Составлена по [9] с изменениями авторов. 1 – раннемезозойские метаморфические породы теплокочевской свиты; 2 – среднемезозойские (?) метаморфические породы гарманской свиты; 3 – среднемезозойские (?) метаморфические породы алганской свиты; 4 – кайнозойские рыхлые отложения; 5 – места отбора образцов для изотопно-геохимических исследований и их номера (соответствуют номерам в таблице 2).

альбит-хлорит-актинолитовых сланцев и кварцитов; алгаинская свита (2000 м) – сланцы кварц-хлорит-серицитовые, эпидот-хлорит-актинолитовые, альбит-хлорит-актинолитовые, филлитизированные аргиллиты, алевролиты, песчаники. Степень метаморфизма отложений достигает фации зеленых сланцев.

Возраст теплоключевской, гармаканской и алгаинской свит являлся предметом дискуссий и, как было показано выше, на различных картах индексировался от верхнего протерозоя до среднего-верхнего палеозоя. Однако в результате геохронологических (U-Pb LA-ICP-MS) исследований [4, 18] детритовых цирконов установлено, что нижняя возрастная граница для теплоключевской свиты определяется ~ 243 млн лет (средний триас), гармаканской ~ 175 млн лет (граница нижней и средней юры), алгаинской ~ 192 млн лет (нижняя юра). Полученные данные указывают на обратное положение свит (теплоключевская – наиболее древняя, а гармаканская – наиболее молодая) по сравнению с существующими представлениями [13]. Кроме того, эти данные позволяют сопоставлять теплоключевскую, гармаканскую и алгаинскую свиты с наиболее молодыми осадочными комплексами Унья-Бомского и Ульбанского террейнов восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

Исследования химического состава пород проводилось с использованием методов XRF (основные петрогенные компоненты, Zr) в Институте геологии и природопользования ДВО РАН (г. Благовещенск, аналитики В.И. Рождествина, А.И. Палажченко, Е.С. Сапожник, Е.В. Ушакова) и ICP-MS (Li, Rb, Sr, Ba, REE, Y, Th, U, Nb, Ta, Pb, Zn, Co, Ni, Sc, V, Cr) в Институте тектоники и геофизики ДВО РАН (г. Хабаровск, аналитики Л.С. Боковенко, Е.М. Голубева, А.В. Штарева). Гомогенизация порошковых проб для рентген-флуоресцентного анализа выполнялась путем сплавления со смесью метабората и тетрабората лития в муфельной печи 1050–1100°. Измерения проводились на рентгеновском спектрометре Pioneer 4S. Величины интенсивности аналитических линий корректировались на фон, эффекты поглощения и вторичной флуоресценции. Для анализа по технологии ICP-MS вскрытие образцов осуществлялось по методике кислотного разложения. Измерения проводились на приборе Elan 6100 DRC в стандартном режиме. Калибровка чувствительности прибора по всей шкале масс осуществлялась с помощью стандартных растворов, включающих все анализируемые в пробах элементы. Относительная погрешность определения содержаний петрогенных и малых элементов составляет 5–10 %.

Определение состава породообразующих минералов выполнено в Санкт-Петербургском государственном университете. Работы проводились с использованием сканирующего электронного микроскопа HITACHI S-3400N, оснащенного энергодисперсионным спектрометром EDX Oxford X-Max 20. Спектры получены при ускоряющем напряжении 20 кВ, ток зонда 1.5 нА, экспозиция на один спектр 30 секунд в режиме точечного анализа. Ток зонда оптимизировался по металлическому кобальту, калибровка спектрометров проводилась по синтетическим и природным стандартам, математическая обработка спектров осуществлялась автоматически с использованием процедуры True-Q программного комплекса AzTec Energy.

Sm-Nd изотопно-геохимические исследования выполнены в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург). Изотопные составы Sm и Nd измерены на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON TI в статическом режиме. Измеренные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ нормализованы к отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ и приведены к отношению $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511860$ в Nd стандарте La Jolla. Средневзвешенное значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в Nd стандарте La Jolla за период измерений составило 0.511844 ± 10 ($n=12$). Точность определения концентраций Sm и Nd ± 0.5 %, изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} - \pm 0.5$ %, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - \pm 0.005$ % (2s). Уровень холостого опыта не превышал 0.05–0.2 нг Sm и 0.1–0.5 нг Nd. При расчете величин $\epsilon\text{Nd}(0)$ и модельных возрастов $t\text{Nd}(DM)$ использованы современные значения CHUR по [23] ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$) и DM по [22] ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.21365$).

ОСНОВНЫЕ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

Вулканические породы, включаемые в состав теплоключевской, гармаканской и алгаинской свит, претерпели зеленокаменные изменения, а в большинстве случаев и зеленосланцевый динамометаморфизм. В этой связи реликты первичных минералов (клинопироксен, основной плагиоклаз) и структур сохранились лишь в единичных образцах (рис. 3). В целом же большинство этих пород характеризуются устойчивым минеральным парагенезисом: актинолит + эпидот + хлорит + магнетит + сфен \pm кальцит \pm альбит \pm кварц. Состав пироксена соответствует авгиту, диопсиду (рис. 4 а, б). Среди плохо сохранившихся фрагментов первичных структур отмечаются офитовая и порфировая структуры.

Метаморфические процессы существенным образом отразились и на химическом составе пород. В первую очередь следует отметить широкие вариации

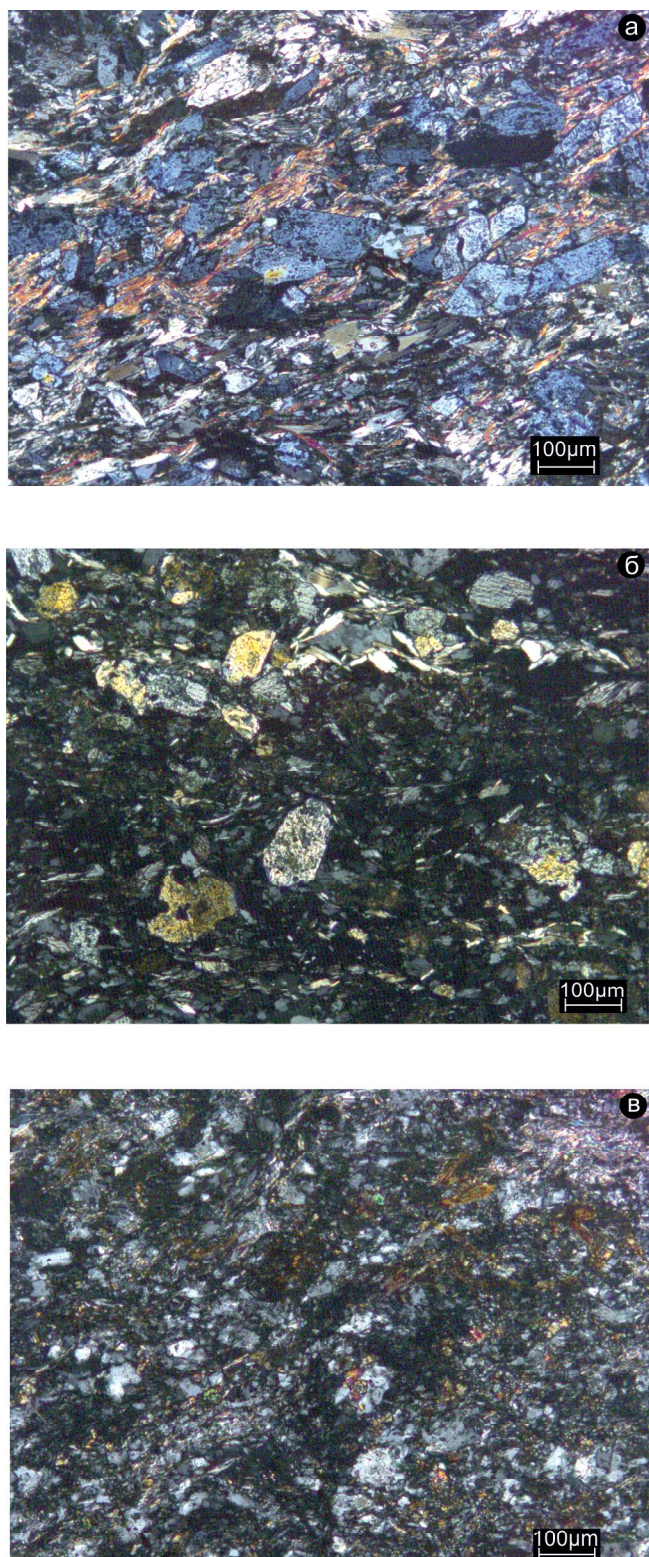


Рис. 3. Микрофотографии metabазальтов западной части Тукурингрского террейна.

(а) – гармаканской свиты (обр. Р-62), (б) – теплоключевской свиты (обр. Р-59-5), (в) – алгаинской свиты (обр. Р-64-1).

Na_2O , K_2O (табл. 1), что делает невозможным использование стандартной диаграммы TAS. Обратившись к классификационной диаграмме $\text{Zr}/\text{Ti} - \text{Nb}/\text{Y}$, основанной на соотношении немобильных при метаморфизме элементов, можно заметить, что составы метавулканических пород образуют две дискретные группы (рис. 5). Первая по величине отношения $\text{Nb}/\text{Y} = 0.03-0.16$ соответствует базальтам, вторая с величиной этого отношения в интервале $0.49-2.50$ – щелочным базальтам. При этом какая-либо закономерность в распространении того или иного типа пород среди трех исследованных свит отсутствует. Можно лишь отметить, что по количеству вторая группа метавулкаников явно доминирует над первой.

Все метавулканики характеризуются высокой величиной отношения $\text{FeO}^*/\text{MgO} > 1.2$, что при $\text{SiO}_2 < 53\%$ свойственно породам толеитовой серии (рис. 6 а). В поле высокожелезистых базальтов располагаются фигуративные точки составов исследуемых пород и на диаграмме $\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{FeO}^* + \text{TiO}_2) - \text{MgO}$ (рис. 6 б). Концентрации Al_2O_3 в большинстве образцов находятся в интервале значений $10.0-13.0\%$, а коэффициент глиноземистости al'' , как правило, не превышает 0.7 , что свойственно низкоглиноземистым базальтам.

По характеру распределения редких элементов выделяется два главных типа метавулкаников, которые соответствуют таковым, выделенным выше на основании Nb/Y отношения. Так, высоко-Nb разновидности характеризуются отчетливым обогащением относительно примитивной мантии легкими редкоземельными элементами ($[\text{La}/\text{Yb}]_n = 5.0-24.0$), Th, Ta, Ti, Zr и, в целом, вполне сопоставимы с базальтами OIB-типа (рис. 7). Низко-Nb базальты в меньшей степени обогащены указанными элементами, а величина отношения $[\text{La}/\text{Yb}]_n$ обычно не превышает 1.88 и позволяет их соотносить с базальтами N-MORB-типа (рис. 7). Здесь следует отметить, что среди этого типа метавулкаников присутствуют разновидности, в большей степени обогащенные легкими редкоземельными элементами, а так же Th, Nb, Ta, чем типичные базальты N-MORB-типа. В то же время по величине La/Yb отношения они не соответствуют ни E-MORB, ни OIB типам базальтов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В водной части статьи было показано, что в результате проведенных геохронологических исследований установлен раннемезозойский возраст теплоключевской, гармаканской и алгаинской свит. Эти данные позволяют сопоставлять теплоключевскую, гармаканскую и алгаинскую свиты с наиболее мо-

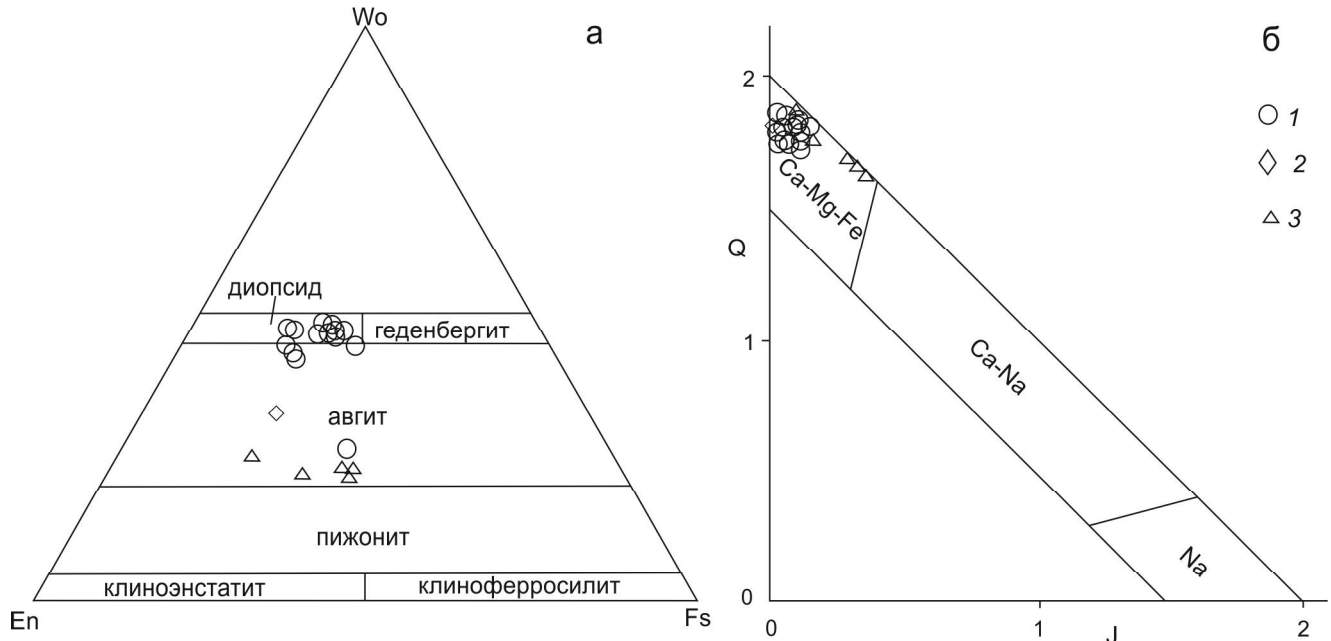


Рис. 4. Классификационные диаграммы Wo-Ep-Fs (а), Q(Ca+Mg+Fe)–J(2Na) (б) [30] для пироксенов из метабазальтов 1 – алгаинской свиты; 2 – гармаканской свиты; 3 – теплоключевской свиты.

лодыми осадочными комплексами Унья-Бомского и Ульбанского террейнов восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса. В этой связи, вулканические породы, включаемые в состав этих свит, являются наиболее молодыми в структуре восточной части этого пояса. Если согласиться с тем, что их состав несет информацию о геодинамических обстановках формирования, то становится очевидным, что результаты наших исследований позволяют внести опреде-

ленный вклад в понимание раннемезозойской истории Монголо-Охотского пояса.

Главным критерием определения геодинамических обстановок формирования базальтов является соотношение высоkozарядных и крупноионных литофильных элементов (см. обзор в [14, 35, 37]). Однако, как было отмечено в предыдущем разделе, рассматриваемые нами вулканические породы, включаемые в состав теплоключевской, гармаканской и алгаинской свит, претерпели зеленокаменные изменения и зеленосланцевый динамометаморфизм. Это выразилось, в том числе, в широких вариациях крупноионных литофильных элементов (K, Rb, Ba, Sr, Cs), а также некоторых высоkozарядных элементов (в частности, U), (табл. 1), в силу чего мы не использовали их при построении срайдер-диаграммы (рис. 7). В этой связи мы вынуждены ограничиться анализом соотношений высоkozарядных элементов, считающихся малоподвижными при метаморфизме низких ступеней.

Переходя к тектонической интерпретации, напомним, что по уровню концентраций литофильных элементов среди метавулкаников западной части Ту-

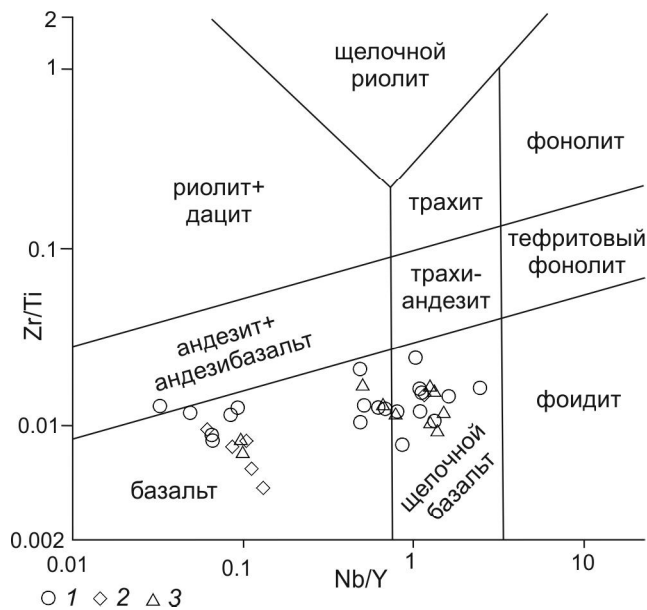


Рис. 5. Классификационная диаграмма Zr/Ti–Nb/Y [34] для метабазальтов.

1 – алгаинская свита; 2 – гармаканская свита; 3 – теплоключевская свита.

Таблица 1. Химический состав представительных образцов метабазальтов западной части Тукурингрского террейна.

Образец/ компоненты	P-59-3	P-59-5	P-61	P-61-2	P-61-3	P-61-4	P-61-6	R-13
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	52.89	51.94	51.29	43.10	45.33	52.68	47.10	42.80
TiO ₂	1.44	1.76	2.46	3.65	3.39	2.35	2.66	3.19
Al ₂ O ₃	12.73	14.26	11.89	12.84	14.30	13.04	13.34	14.52
Fe ₂ O ₃ *	11.98	13.19	14.22	15.63	14.39	11.63	13.42	20.49
MnO	0.18	0.20	0.18	0.20	0.19	0.18	0.16	0.24
MgO	7.13	7.50	9.70	8.14	6.93	7.32	6.64	3.32
CaO	5.95	5.15	4.56	8.01	6.69	7.06	10.04	7.52
Na ₂ O	3.16	3.90	3.00	2.88	1.95	3.06	2.05	2.67
K ₂ O	1.60	0.11	0.19	0.93	1.35	0.28	0.07	0.05
P ₂ O ₅	0.18	0.25	0.48	0.51	0.50	0.52	0.40	0.56
ППП	2.99	2.39	2.40	4.04	4.71	2.65	3.89	5.21
Сумма	100.23	100.65	100.37	99.93	99.73	100.77	99.77	100.57
Rb	22.7	1.59	4.09	15.69	28.9	8.83	1.89	0.66
Sr	67.5	168	374	232	297	330	224	84
Ba	52.43	12.64	164.27	102.48	155.61	93.79	23.38	19.19
La	2.18	3.02	14.49	21.31	23.71	22.04	19.03	32.31
Ce	6.55	9.60	31.54	54.43	58.08	52.82	47.11	69.15
Pr	1.15	1.65	4.48	6.37	7.01	6.09	5.53	8.75
Nd	6.78	9.63	21.57	29.53	32.54	27.88	25.03	37.96
Sm	2.35	3.30	5.42	6.73	7.42	6.25	5.50	9.07
Eu	0.87	1.16	1.76	2.17	2.38	2.26	1.80	2.96
Gd	3.38	4.64	6.57	7.52	8.26	7.24	6.19	10.43
Tb	0.55	0.75	0.93	0.98	1.09	0.95	0.78	1.45
Dy	3.84	5.12	5.72	5.54	6.18	5.58	4.30	8.07
Ho	0.76	1.02	1.03	0.94	1.05	0.98	0.72	1.45
Er	2.28	3.07	2.90	2.49	2.76	2.75	1.96	3.62
Tm	0.29	0.40	0.34	0.27	0.30	0.33	0.21	0.43
Yb	2.00	2.69	2.13	1.69	1.85	2.15	1.24	2.33
Lu	0.26	0.34	0.25	0.17	0.19	0.27	0.12	0.25
Y	18.85	25.39	25.73	22.32	24.71	23.61	18.20	29.22
Nb	1.89	2.48	20.46	31.29	31.43	29.95	27.80	39.38
Ta	0.16	0.21	1.37	2.10	2.12	2.17	2.13	3.04
Zr	57	83	163	193	200	224	180	286
Th	0.10	0.09	1.66	2.06	2.34	2.74	1.72	3.14
U	0.11	0.20	0.49	0.41	0.57	0.80	0.56	0.56
Sc	40.47	39.05	31.11	25.51	25.82	22.81	19.74	20.08
V	330	389	275	254	282	256	224	198
Cr	300	204	90	85	99	177	202	103
Co	39	41	49	41	44	40	40	49
Ni	58	54	49	54	71	71	82	96

куруингрского террейна обособляются два типа: первый, близкий к OIB, второй – к N-MORB (рис. 7). При этом обращает на себя внимание отсутствие на спайдер-диаграмме Nb и Ta минимумов, свойственных базальтам, формирующимся над зоной субдукции.

Аналогичные по смыслу выводы вытекают из анализа дискриминационных диаграмм. Так на диаграмме Zr-Nb-Y, позволяющей достаточно надежно разделить внутриплитные базальты и базальты других типов, фигуративные точки метавулканитов западной части Тукурингрского террейна, близких к OIB-типу,

располагаются в поле внутриплитных щелочных базальтов (рис. 8 а). Составы метавулканитов теплоключевской, гармаканской и алгаинской свит, близких к N-MORB-типу, на этой диаграмме попадают в комбинированное поле составов базальтов как MORB-типа, так и базальтов океанических дуг.

Метавулканиты Тукурингрского террейна, близкие к OIB-типу, характеризуются высокими величинами отношения Ti/V, что типично для базальтов океанических островов и щелочных базальтов (рис. 8 б), тогда как разновидности из исследуемых

Таблица 1. (Продолжение)

Образец/ компоненты	P-55-1	P-56-1	P-56-2	P-62	P-62-1	R-10	P-51	P-51-3
	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	50.75	46.82	50.91	52.66	52.75	48.46	50.43	45.14
TiO ₂	2.82	2.46	2.06	1.18	1.30	2.27	2.56	1.82
Al ₂ O ₃	11.70	11.82	12.77	11.81	11.38	10.87	12.14	12.92
Fe ₂ O ₃ *	13.58	17.27	14.22	9.94	11.97	16.92	15.86	19.62
MnO	0.17	0.21	0.17	0.16	0.18	0.20	0.19	0.22
MgO	8.74	6.97	7.99	10.96	10.33	8.24	6.37	5.26
CaO	5.78	6.39	5.21	7.43	7.06	5.14	4.52	7.25
Na ₂ O	3.32	3.38	3.38	2.77	2.07	3.08	4.22	2.11
K ₂ O	0.07	1.28	1.18	0.28	0.05	1.52	0.68	1.35
P ₂ O ₅	0.38	0.25	0.28	0.13	0.10	0.25	0.31	0.29
ППП	3.17	2.91	2.09	2.47	2.65	2.62	2.90	3.75
Сумма	100.48	99.76	100.26	99.79	99.84	99.57	100.18	99.73
Rb	1.01	28.90	32.4	4.88	0.60	39.6	14.94	21.64
Sr	425	102	155	105	133	160	146	321
Ba	29.30	98.04	101.14	50.40	11.23	138.86	113.67	177.57
La	35.23	2.46	2.49	2.45	2.22	4.93	13.62	13.78
Ce	62.04	7.41	7.75	7.43	6.82	14.29	35.59	36.16
Pr	9.21	1.23	1.30	1.16	1.15	2.58	4.58	4.62
Nd	39.09	7.25	7.70	6.58	6.63	14.55	22.43	22.50
Sm	8.14	2.57	2.70	2.13	2.24	5.13	5.63	5.77
Eu	2.35	0.88	0.95	0.78	0.83	1.78	1.80	1.72
Gd	8.51	3.78	4.04	2.88	3.08	7.56	6.69	7.30
Tb	1.09	0.64	0.68	0.46	0.50	1.31	0.92	1.07
Dy	5.94	4.43	4.73	3.13	3.43	8.77	5.50	6.62
Ho	0.93	0.90	0.98	0.62	0.68	1.88	0.97	1.22
Er	2.44	2.75	3.07	1.86	2.08	5.33	2.53	3.31
Tm	0.26	0.37	0.41	0.25	0.28	0.71	0.28	0.38
Yb	1.59	2.42	2.71	1.68	1.93	4.18	1.69	2.26
Lu	0.17	0.28	0.33	0.23	0.27	0.52	0.19	0.25
Y	20.41	20.23	22.82	16.47	17.03	44.0	23.63	29.79
Nb	23.95	2.67	2.58	1.73	1.48	2.73	16.35	15.46
Ta	1.59	0.23	0.22	0.15	0.12	0.23	1.01	0.94
Zr	238	60	65	54	55	121	180	134
Th	1.67	0.27	0.23	0.20	0.09	0.17	0.78	1.00
U	0.60	0.14	0.24	0.05	0.06	0.18	0.41	0.30
Sc	24.96	36.34	37.23	32.36	38.40	49.32	36.73	39.39
V	384	335	330	239	264	398	455	503
Cr	371	103	125	241	383	110	147	104
Co	36	42	36	32	42	43	39	42
Ni	95	44	51	52	55	46	72	54

свит, близкие к MORB-типу, тяготеют к полю срединно-океанических хребтов и задуговых бассейнов.

Достаточно информативным для определения геодинамических обстановок формирования базальтов являются соотношения Th/Nb, Th/Yb, что положено в основу серии дискриминационных тектонических диаграмм, две из которых приведены на рис. 8 в, г. На этих диаграммах фигуративные точки метавулканитов теплоключевской, гармаканской и алгаинской свит отвечают полю MORB + OIB, при отсутствии тренда обогащения торием, что свойственно породам, формирующимся при субдукционных процессах.

Согласно существующим представлениям, информация о геодинамических обстановках формирования пород несет химический состав не только самих пород, но и минералов, в частности пироксенов. Как было показано выше, реликты первичных пироксенов в метавулканитах теплоключевской, гармаканской и алгаинской свит представлены диопсидом и авгитом (рис. 4).

В метабазах, близких к OIB-типу, присутствует, в основном, диопсид, характеризующийся умеренными количествами SiO₂ = 48–49 %, Al₂O₃ = 3.9–5.1 %, что свойственно пироксенам внутриплитных

Таблица 1. (Окончание)

Образец/ компоненты	P-51-4	P-51-5	P-52-1	P-52-3	P-53	P-53-1	R-6-1	R-7
	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO ₂	43.42	45.27	46.58	48.86	43.61	51.35	49.11	51.79
TiO ₂	2.18	2.92	3.12	2.88	1.86	2.76	3.27	2.48
Al ₂ O ₃	11.59	12.42	13.06	11.55	12.73	12.16	12.61	11.33
Fe ₂ O ₃ *	20.20	18.46	16.98	14.60	12.88	14.74	16.41	14.80
MnO	0.20	0.19	0.16	0.18	0.28	0.19	0.21	0.18
MgO	7.76	7.14	4.43	8.58	8.59	6.51	5.35	6.91
CaO	7.04	6.47	7.01	5.70	8.18	4.62	5.64	5.53
Na ₂ O	2.06	2.80	3.27	3.47	3.10	3.14	3.57	4.07
K ₂ O	0.37	0.42	0.50	0.06	0.02	0.71	0.05	0.07
P ₂ O ₅	0.26	0.35	0.73	0.37	0.56	0.81	0.44	0.30
ППП	4.65	3.30	3.95	3.38	7.90	3.12	3.85	2.95
Сумма	99.73	99.74	99.79	99.63	99.71	100.11	100.51	100.41
Rb	8.52	8.52	12.68	0.72	0.47	14.39	0.37	0.51
Sr	361.88	176.03	67.99	349.61	415.59	632.92	189.18	205.53
Ba	72.2	135	111	29.73	17.28	258	92	109
La	13.87	17.37	27.18	37.01	27.78	26.37	29.58	17.50
Ce	36.02	46.61	69.66	64.70	64.14	67.94	57.33	39.94
Pr	4.63	5.82	8.38	9.51	7.03	8.22	8.18	5.49
Nd	22.62	28.28	40.15	40.25	30.85	39.77	34.91	25.07
Sm	5.79	6.84	9.58	8.49	6.38	9.58	8.18	6.23
Eu	1.86	2.27	3.15	2.37	2.05	3.02	2.56	2.06
Gd	7.38	8.08	10.52	8.80	7.10	10.60	9.30	7.08
Tb	1.08	1.08	1.31	1.13	0.87	1.32	1.26	1.01
Dy	6.69	6.12	6.91	5.98	4.69	6.99	6.98	5.83
Ho	1.27	1.05	1.07	0.94	0.76	1.09	1.21	1.06
Er	3.58	2.79	2.65	2.42	1.97	2.62	2.90	2.72
Tm	0.41	0.30	0.27	0.25	0.22	0.25	0.34	0.32
Yb	2.48	1.84	1.61	1.53	1.29	1.59	1.80	1.73
Lu	0.27	0.20	0.17	0.16	0.15	0.16	0.20	0.21
Y	30.10	23.02	27.83	17.85	17.54	28.80	26.86	23.27
Nb	14.86	20.06	31.51	24.04	43.8	30.00	29.79	18.92
Ta	1.02	1.35	2.30	1.58	2.73	1.81	2.40	1.32
Zr	128	127	272	172	173	385	222	168
Th	1.07	1.17	1.77	1.56	3.07	1.83	1.82	1.12
U	0.30	0.31	0.55	0.50	0.95	0.56	0.55	0.32
Sc	36	29	13	23	17	19	36	39
V	469	427	179	334	168	207	375	376
Cr	116	107	48	220	111	82	129	144
Co	46	40	52	33	35	33	58	43
Ni	66	61	76	92	67	38	58	67

Примечание. Содержания главных элементов приведены в мас. %, малых элементов – в мкг/г. Fe₂O₃* – общее железо в форме Fe₂O₃. 1–8 – metabазальты теплоключевской свиты; 9–14 – metabазальты гармаканской свиты; 15–24 – metabазальты алгаинской свиты.

щелочных базальтов (рис. 9 а). Кроме того, этому пироксену присущи высокие количества Ti, в силу чего этот минерал попадает в поле составов пироксенов из базальтов, формирующихся в обстановках, не связанных с орогеническими процессами (рис. 9 б).

В metabазальтах, близких к N-MORB-типу, развит, преимущественно, авгит с умеренными концентрациями Al₂O₃ = 2.6–5.2 % и достаточно высокими

SiO₂ = 49–54 %, что свойственно пироксенам базальтов океанического ложа (преимущественно N-MORB-типа) (рис. 9 а). Так же как в вышеописанных диопсидах, в авгитах отмечаются высокие количества Ti, свойственные пироксенам из базальтов неорогенических обстановок (рис. 9 б).

Отмеченные различия подтверждаются также и факторным анализом. В частности, на диаграмме F₁-

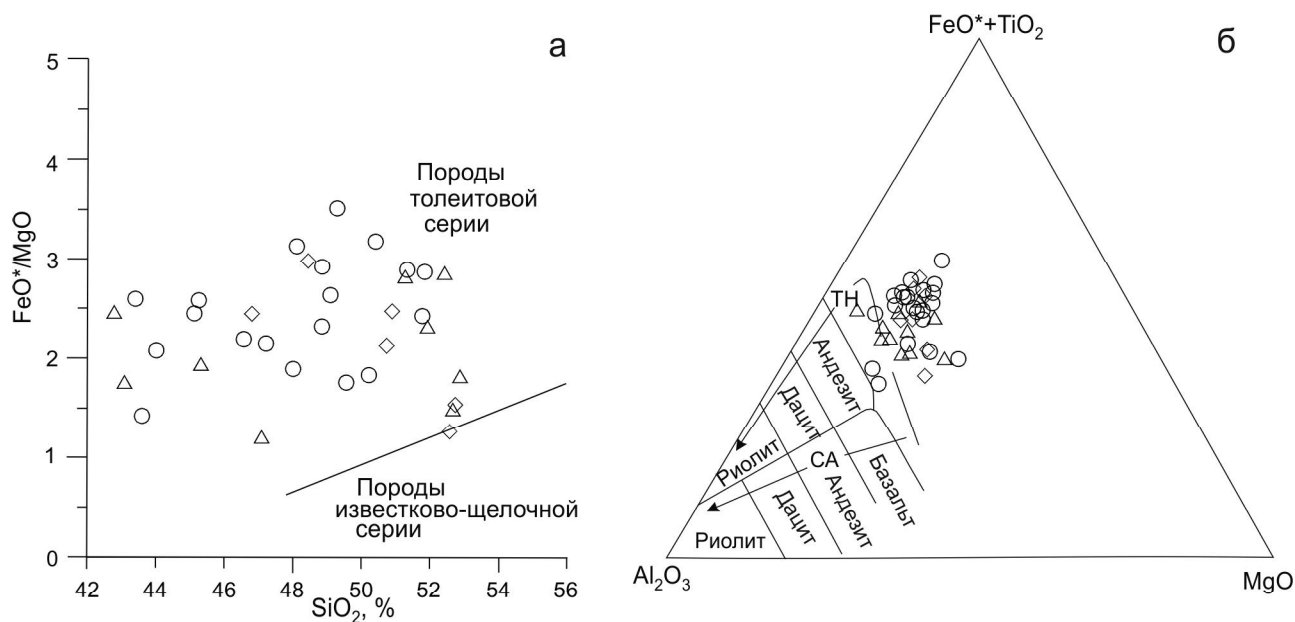


Рис. 6. Диаграммы $FeO^*/MgO - SiO_2$ (a) [29], $Al_2O_3 - (FeO^*+TiO_2) - MgO$ [24] (б) для метабазальтов алгаинской, гармаканской, теплоключевской свит.

Условные обозначения см. на рис. 5.

F_2 фигуративные точки составов пироксенов из метабазальтов, близких к OIB-типу, располагаются в поле пироксенов из внутриплитных щелочных базальтов (рис. 9 в). Составы пироксенов из метабазальтов, близких к N-MORB-типу, тяготеют к составам пироксенов из внутриплитных толеитовых базальтов и базальтов океанического ложа (преимущественно N-MORB-типа).

Таким образом, результаты геохимических и минералогических исследований метавулканитов теплоключевской, гармаканской и алгаинской свит западной части Тукурингского террейна свидетельствуют о том, что среди них присутствуют разновидности, близкие к OIB и N-MORB, и не установлены метавулканиты, обладающие признаками субдукционного происхождения.

Далее обратимся к результатам Sm-Nd изотопно-геохимических исследований (табл. 2), которые были выполнены для образцов, в меньшей степени преобразованных вторичными процессами. Полученные результаты свидетельствуют о том, что метавулканиты, близкие к N-MORB-типу, характеризуются высокими положительными значениями $\epsilon Nd(t) = +9.3...+11.0$, которые свидетельствуют о преобладании в источниках вещества деплетированной мантии. Метавулканитам, близким к OIB-типу, свойственны более низкие значения этого параметра $\epsilon Nd(t) = +4.1...+7.9$, что может быть объяснено участием в источнике плавления компонента обогащенной мантии.

Как было отмечено в вводной части, результаты U-Pb геохронологических исследований детритовых цирконов из метаосадков, ассоциирующих с метабазальтами Тукурингского террейна [4, 18], указывают на раннемезозойский возраст теплоключевской, гармаканской и алгаинской свит. В этой связи, эти метабазальты являются наиболее молодыми в структуре Монголо-Охотского пояса.

Согласно существующим представлениям [11, 19, 31], Тукурингский террейн является террейном аккреционного клина юго-восточной окраины Северо-Азиатского кратона. В этой связи нельзя не отметить, что претерпевшие метаморфизм вулканогенно-осадочные и осадочные комплексы, выделяемые в качестве теплоключевской, гармаканской и алгаинской свит, близки по набору слагающих их пород (тонкозернистые осадки, линзы известняков, основные вулканиты) юрским и позднеюрско-раннемеловым аккреционным призмам Сихотэ-Алиня, Японии [25].

С другой стороны, метаосадочные породы Тукурингского террейна характеризуются относительно молодыми значениями модельных возрастов $tNd(DM)$, не превышающими 1.5–1.0 млрд лет, и практически полным отсутствием в них раннедокембрийских цирконов [4,18]. Эти обстоятельства указывают на то, что источником обломочного материала не могли быть метаморфические комплексы юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона.

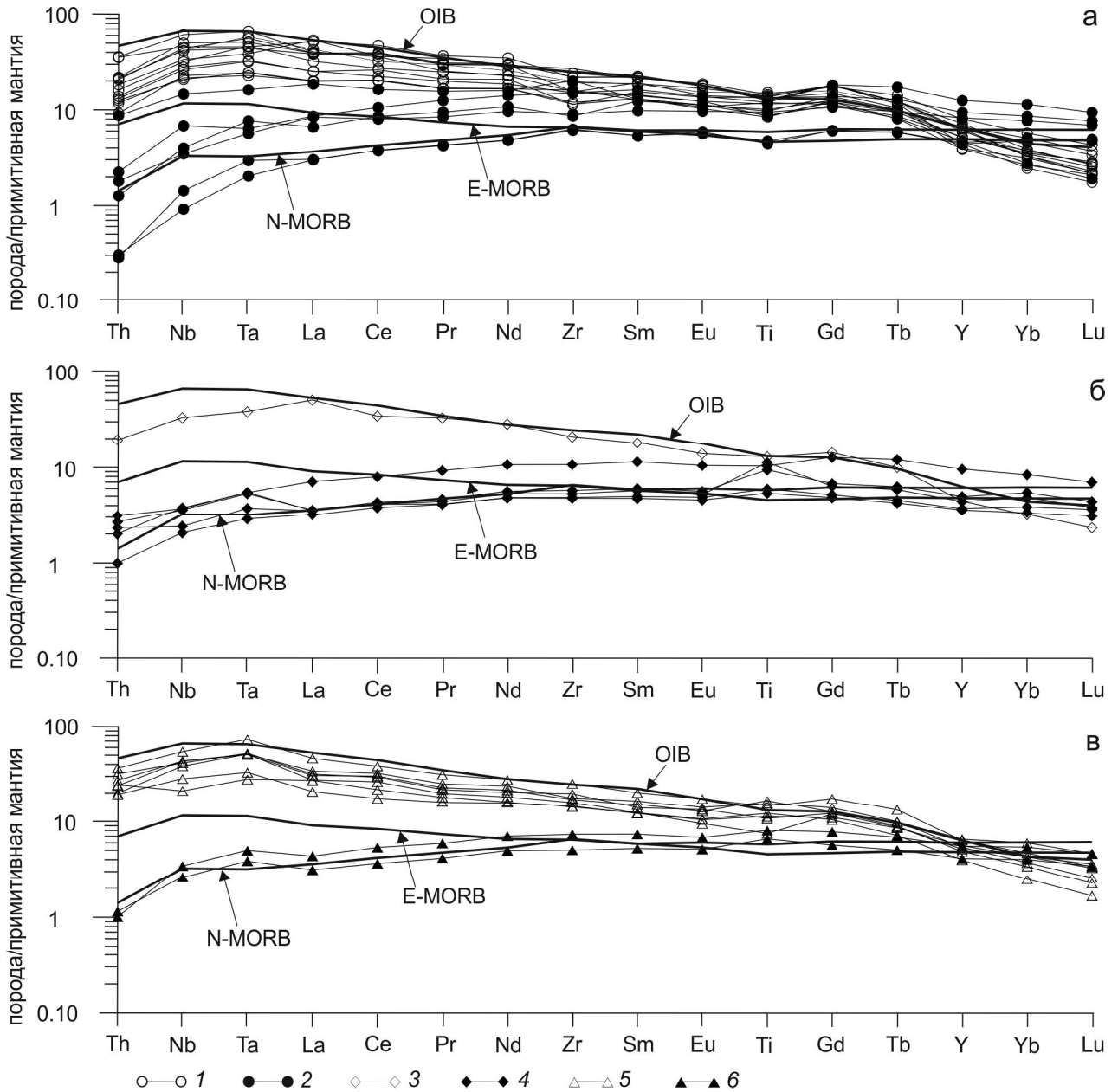


Рис. 7. Графики распределения редких элементов в метабазальтах алгаинской (а), гармаканской (б), теплоключевской (в) свит западной части Тукурингрского террейна.

Составы метабазальтов: 1 – OIB-типа алгаинской свиты; 2 – N-MORB-типа алгаинской свиты; 3 – OIB-типа гармаканской свиты; 4 – N-MORB-типа гармаканской свиты; 5 – OIB-типа теплоключевской свиты; 6 – N-MORB-типа теплоключевской свиты. Состав примитивной мантии, а также составы N-MORB, E-MORB, OIB-по [38].

Скорее всего, материал поступал главным образом со стороны южного (в современных координатах) обрамления Монголо-Охотского пояса. Кроме того, как было показано в [4, 18], нельзя исключать того, что нижнемезозойские отложения восточной части Монголо-Охотского пояса являются реликтами остаточного океанического бассейна, сохранившегося в «зазорах» в зоне столкновения плит.

Отсутствие в составе теплоключевской, гармаканской и алгаинской свит вулканитов, обладающих признаками субдукционного происхождения, может указывать на то, что в позднем триасе – ранней (средней) юре на финальных этапах формирования Монголо-Охотского складчатого пояса субдукционные процессы не проявлялись. Закрытие же ранне-мезозойского бассейна, вероятно, осуществлялось

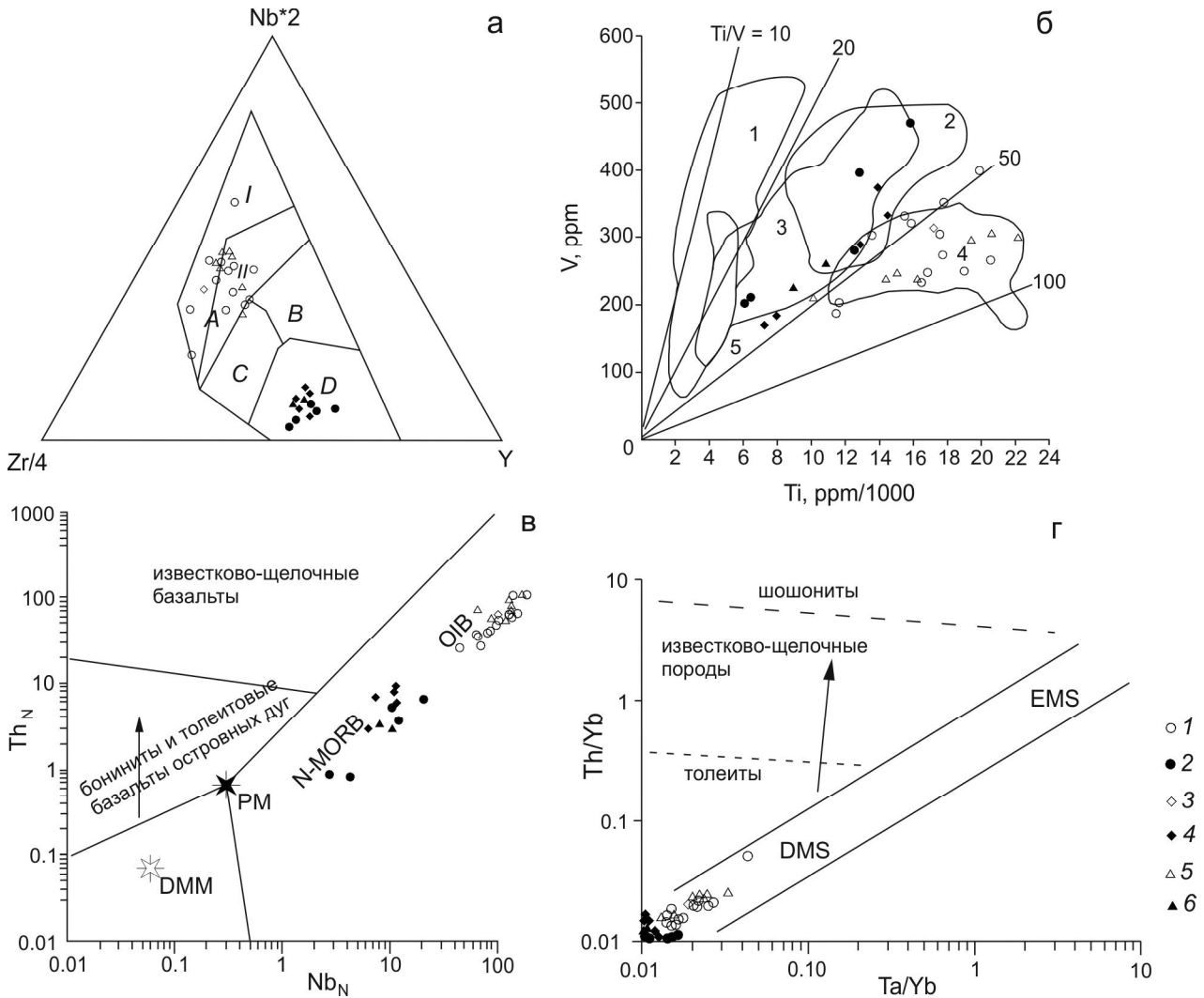


Рис. 8. Диаграммы Zr/4 – Nb*2 – Y (a) [28], V – Ti (б) [37], Th_N – Nb_N (в) [36], Th/Yb – Ta/Yb [33] для метабазальтов западной части Тукурингского террейна.

Поля: на диаграмме (a) – AI – внутриплитные щелочные базальты, AII – внутриплитные щелочные базальты и внутриплитные толеиты, B – E-тип MORB, C – внутриплитные толеиты и базальты океанических дуг, D – N-тип MORB и базальты океанических дуг; (б) 1 – островодужные толеиты, 2 – покровные континентальные базальты, 3 – базальты срединно-океанических хребтов и базальты задуговых бассейнов, 4 – базальты океанических островов и щелочные базальты, 5 – известково-щелочные базальты; (в) – PM – примитивная мантия, по [38], DMM – деплетированная мантия, по [40]; (г) – EMS – обогащенный мантийный источник, DMS – деплетированный мантийный источник. Стрелками показан тренд обогащения пород над зоной субдукции.

На диаграмме Th_N – Nb_N для нормирования использован состав N-MORB по [38].

Составы метабазальтов: 1 – OIB-типа алгаинской свиты; 2 – N-MORB-типа алгаинской свиты; 3 – OIB-типа гармаканской свиты; 4 – N-MORB-типа гармаканской свиты; 5 – OIB-типа теплоключевской свиты; 6 – N-MORB-типа теплоключевской свиты.

в результате широкомасштабных сдвиговых перемещений, как предполагается в ряде тектонических моделей (см. обзор в [11, 26]).

ВЫВОДЫ

Результаты проведенных исследований позволяют сформулировать следующие выводы:

1) Среди метавулканитов теплоключевской, гармаканской и алгаинской свит присутствуют раз-

новидности, близкие к OIB и N-MORB, и не обнаружены метавулканиты, обладающие признаками субдукционного происхождения.

2) Принимая во внимание раннемезозойский возраст указанных свит, исследованные метабазальты являются наиболее молодыми в структуре Монголо-Охотского пояса.

3) Отсутствие в составе теплоключевской, гармаканской и алгаинской свит вулканитов, обладающих

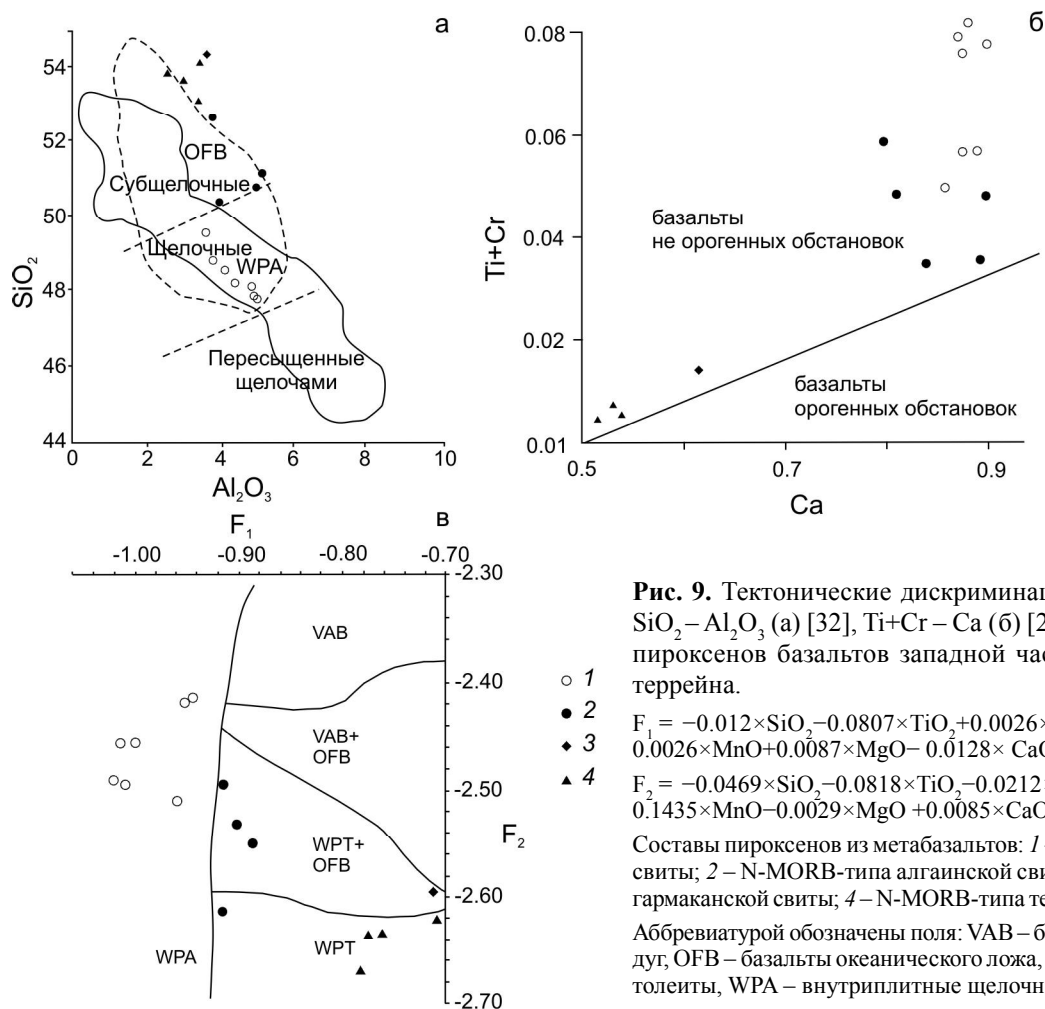


Рис. 9. Тектонические дискриминационные диаграммы $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3$ (а) [32], $\text{Ti+Cr} - \text{Ca}$ (б) [27], $F_1 - F_2$ (в) [32] для пироксенов базальтов западной части Тукурингского террейна.

$F_1 = -0.012 \times \text{SiO}_2 - 0.0807 \times \text{TiO}_2 + 0.0026 \times \text{Al}_2\text{O}_3 - 0.0012 \times \text{FeO}^* - 0.0026 \times \text{MnO} + 0.0087 \times \text{MgO} - 0.0128 \times \text{CaO} - 0.0419 \times \text{Na}_2\text{O}$;

$F_2 = -0.0469 \times \text{SiO}_2 - 0.0818 \times \text{TiO}_2 - 0.0212 \times \text{Al}_2\text{O}_3 - 0.0041 \times \text{FeO}^* - 0.1435 \times \text{MnO} - 0.0029 \times \text{MgO} + 0.0085 \times \text{CaO} + 0.0160 \times \text{Na}_2\text{O}$.

Составы пироксенов из метабазальтов: 1 – OIB-типа алгаинской свиты; 2 – N-MORB-типа алгаинской свиты; 3 – N-MORB-типа гармаканской свиты; 4 – N-MORB-типа теплоключевской свиты.

Аббревиатурой обозначены поля: VAB – базальты вулканических дуг, OFB – базальты океанического ложа, WPT – внутриплитные толеиты, WPA – внутриплитные щелочные базальты.

Таблица 2. Результаты Sm-Nd изотопно-геохимических исследований метавулканитов алгаинской, гармаканской и теплоключевской свит западной части Тукурингского террейна.

№ п/п	Номер Образца	Свита	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ($\pm 2\sigma$ изм.)	$\epsilon_{\text{Nd}(0)}$	$\epsilon_{\text{Nd}(t)}$
1	P-59-3	Теплоключевская	9.11	26.71	0.2063	0.513125 \pm 4	9.5	9.3
2	P-59-5	Теплоключевская	6.17	18.37	0.2031	0.513128 \pm 4	9.6	9.4
3	P-61	Теплоключевская	8.32	33.12	0.1519	0.512956 \pm 3	6.2	7.2
4	P-61-3	Теплоключевская	11.54	50.68	0.1377	0.512863 \pm 4	4.4	5.7
5	P-61-4	Теплоключевская	6.84	30.31	0.1365	0.512831 \pm 5	3.8	5.1
6	P-55-1	Гармаканская	9.27	43.50	0.1288	0.512583 \pm 2	-1.1	0.4
7	P-56-2	Гармаканская	10.12	29.36	0.2084	0.513149 \pm 3	10.0	9.7
8	P-62-1	Гармаканская	4.12	12.43	0.2004	0.513208 \pm 3	11.1	11.0
9	P-51-5	Алгаинская	8.84	36.20	0.1477	0.512790 \pm 3	3.0	4.1
10	P-52-2	Алгаинская	9.59	31.50	0.1843	0.512985 \pm 3	6.8	7.1
11	P-64-1	Алгаинская	16.55	49.58	0.2018	0.513048 \pm 5	8.0	7.9

Примечание. Величины ошибок ($\pm 2\sigma$) определения отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ соответствуют последним значащим цифрам после запятой. Величина $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ рассчитана на 175 млн лет – возраст наиболее молодой популяции циркона из метаосадочных отложений алгаинской, гармаканской и теплоключевской свит [23].

признаками субдукционного происхождения, может указывать на то, что в позднем триасе – средней юре на финальных этапах формирования Монголо-Охотского складчатого пояса субдукционные процессы не проявлялись. Закрытие раннемезозойского бассейна, вероятно, осуществлялось в результате широкомащштабных сдвиговых перемещений.

Благодарности. Авторы благодарят сотрудников аналитических лабораторий Института геологии и природопользования ДВО РАН (В.И. Рождествов, Е.С. Сапожник, Е.В. Ушакову), Института тектоники и геофизики ДВО РАН (Л.С. Боковенко, Е.М. Голубеву, А.В. Штареву), Института геологии и геохронологии докембрия РАН (В.П. Ковача) за выполнение аналитических исследований.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект 18-17-00002).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бучко И.В., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Великославинский С.Д., Ларин А.М., Изох А.И., Яковлева С.З. Триасовый этап мафитового магматизма Джугджуро-Станового супертеррейна (южное обрамление Северо-Азиатского кратона) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 11. С. 1489–1500.
- Бучко И.В., Сорокин А.А., Котов А.Б., Самсонов А.В., Ларионова Ю.А., Пономарчук А.В., Ларин А.М. Возраст и тектоническое положение Лукиндинского дунит-троктолит-габбро-анортозитового массива (восточная часть Селенгино-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Геология и геофизика. 2018. Т. 59, № 7. С. 889–899.
- Диденко А.Н., Каплун В.Б., Малышев Ю.Ф., Шевченко Б.Ф. Структура литосферы и мезозойская геодинамика восточной части Центрально-Азиатского пояса. // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 5. С. 629–647.
- Заика В. А., Сорокин А. А., Сю Б., Котов А. Б., Ковач В. П. Геохимические особенности и источники метаосадочных пород западной части Тукурингрского террейна Монголо-Охотского складчатого пояса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2018. Т. 26, № 2. С. 35–55.
- Зубков В.Ф., Вольский А.С. Геологическая карта региона БАМ. 1:500 000. N-52-В // Под ред. В.Ф. Зубкова. Л.: ВСЕГЕИ, 1984.
- Зубков В.Ф., Турбин М.Т. Геологическая карта региона БАМ. 1:500 000. N-52-Г // Под ред. М.Г. Золотова. Л.: ВСЕГЕИ, 1984.
- Красный Л.И., Пэн Юньбяо. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. 1:2 500 000 // СПб.: ВСЕГЕИ, 1999.
- Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Коршунов А.М., Великославинский С.Д., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В. Возраст и тектоническое положение гранитов и вулканитов восточного окончания Селенгино-Витимского вулcano-плутонического пояса // Докл. АН. 2011. Т. 441, № 3. С. 363–368.
- Мамонтов Ю.А. Геологическая карта СССР. 1:200 000. Серия Амура-Зейская. N-52-XX / Под ред. Л.И. Красно-го Л.: ВСЕГЕИ, 1968.
- Метелкин Д.В., Гордиенко И.В., Климук В.С. Палеомагнетизм верхнеюрских базальтов Забайкалья: новые данные о времени закрытия Монголо-Охотского океана и мезозойской внутриплитной тектонике Центральной Азии // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 10. С. 1061–1073.
- Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртоого О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 5. С. 24–43.
- Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бодарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г. Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У.Дж., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртоого О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.
- Сережников А.Н., Волкова Ю.Р. Государственная геологическая карта Российской Федерации 1:1 000 000. третье поколение. Лист N-52 (Зея). Дальневосточная серия / Ред. А.С. Вольский. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007.
- Скляр Е. В., Гладкохуб Д. П., Донская Т. В., Иванов А. В., Летникова Е.Ф., Миронов А.Г., Бараш И.Г., Буланов В.А., Сизых А.И. Интерпретация геохимических данных: Учеб. пособие / Под ред. Е.В. Скляров М.: Интермет Инжиниринг, 2001. 288 с.
- Сорокин А.А. Палеозойские аккреционные комплексы восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса // Тихоокеан. геология. 2001. Т. 20, № 6. С. 31–36.
- Сорокин А.А., Котов А.Б., Кудряшов Н.М., Ковач В.П. Позднепалеозойский урушинский магматический комплекс южного обрамления Монголо-Охотского пояса (Приамурье): возраст и геодинамическая позиция // Петрология. 2005. Т. 13, № 6. С. 654–670.
- Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Кудряшов Н.М., Ковач В.П. Раннепалеозойские габбро-гранитоидные ассоциации восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса (Приамурье): Возраст и тектоническое положение // Стратиграф. Геол. корреляция. 2007. Т. 15, № 3. С. 3–21.
- Сорокин А.А., Сю Б., Сорокин А.П., Заика В.А., Пляскин Ю.В. Раннемезозойский возраст протолитов метаосадочных пород Тукурингрского террейна Монголо-Охотского складчатого пояса: результаты U-Pb геохронологических (LA-ICP-MS) исследований // Докл. АН. 2017. Т. 474, № 1. С. 81–85.
- Ханчук А.И., Родионов С.М., Горячев Н.А., Попов В.К., Голозубов В.В., Наумова В.В. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
- Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М., Рейков М., Лю Д.И., Ларионов А.Н., Пресняков С.Л., Лепехина Е.Н., Сергеев С.А. Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 9. С. 1249–1276.
- Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Ivanov A.V. Late Paleozoic – Mesozoic subduction-related magmatism at the southern margin of the Siberian continent

- and the 150-million-year history of the Mongolia-Okhotsk Ocean // *Journ. Asian Earth Sci.* 2013. V. 62. P. 79–97.
22. Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematic of rivers water suspended material: implications for crustal evolution // *Earth and Planet Sci. Lett.* 1988. V. 87, P. 249–265.
 23. Jakobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites // *Earth and Planet Sci. Lett.* 1984. V. 67. P. 137–150.
 24. Jensen L.S. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Division Mines Misc.. 1976. 66 p.
 25. Kemkin I.V., Khanchuk A.I., Kemkina R.A. Accretionary prisms of the Sikhote-Alin Orogenic Belt: Composition, structure and significance for reconstruction of the geodynamic evolution of the eastern Asian margin // *J. Geodynamics.* 2016. V. 102. P. 202–230
 26. Khanchuk A.I., Didenko A.N., Popeko L.I., Sorokin A.A., Shevchenko B.F. Structure and Evolution of the Mongol-Okhotsk Orogenic Belt. Ed. Alfred Kröner. // *The Central Asian Orogenic Belt. Geology, Evolution, Tectonics, and Models.* Germany: Stuttgart. Borntraeger Sci. Publ. 2015. P. 211–234.
 27. Leterrier J, Maury R.C., Thonon P., Girard D., Marhal M. Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1982. V. 59. P. 139–154.
 28. Meschede M. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram // *Chem. Geol.* 1986. V. 56. P. 207–218.
 29. Miyashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // *Am. J. Sci.* 1974. V. 274. P. 321–355.
 30. Morimoto N., Fabries J., Ferguson A.K., Ginzburg I.V., Ross M., Seifer, F.A., Zussman J., Aoki K., Gottardi D. Nomenclature of pyroxenes // *Am. Mineral.* 1988. V. 73. P. 1123–1133.
 31. Natal'in B.A. History and modes of Mesozoic accretion in Southeastern Russia // *The Island Arc.* 1993. V. 2. P. 15–34.
 32. Nisbet E.G., Pearce J.A. Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1977. V. 63. P. 149–160.
 33. Pearce J.A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries / *Andesites* (Ed. R. S. Thorpe). New York: Wiley. 1982. P. 525–548.
 34. Pearce J.A. A user's guide to basalt discrimination diagrams. / D.A. Wyman (ed.). Trace element geochemistry of volcanic rocks: Applications for massive sulphide exploration // *Geol. Assoc. Can.* 1996. V. 12. P. 79–113.
 35. Rollinson H.R. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation // *Essex: London Group UK Ltd.* 1994. 352 p.
 36. Saccani E.A. new method of discriminating different types of post-Archean ophiolitic basalts and their tectonic significance using Th-Nb and Ce-Dy-Yb systematics // *Geosci. Frontiers.* 2015. V. 6. P. 481–501.
 37. Shervais J.W. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // *Eart Planet Sci. Lett.* 1982. V. 59. P. 101–118.
 38. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. / A.D. Saunders, M.J. Norry, (eds.). *Magmatism in the oceanic basins* // *Geol. Soc. Spec. Publ. N 42.* 1989. P. 313–345.
 39. Sun D.Y., Gou J., Wang T.H. Geochronological and geochemical constraints on the Erguna massif basement, NE China – subduction history of the Mongol–Okhotsk oceanic crust // *Intern. Geol. Rev.* 2013. V.55. Iss.14. P. 1801–1816.
 40. Workman R.K., Hart S.R. Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM) // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2005. 231. P. 53–72.

Рекомендована к печати А.А. Сорокиным

После доработки 30.08.2018 г.
принята к публикации 24.11.2018 г.

V.A. Zaika, V.V. Shilovskikh

Geochemical features of Early Mesozoic metabasalts from the western Tukuringra terrain, Mongol-Okhotsk fold belt

The paper presents the results of geochemical, Sm-Nd isotope-geochemical studies of metavolcanic rocks of the western Tukuringra terrain, one of the largest terrains of the Mongol-Okhotsk fold belt. It is shown that among the metavolcanics of the Teplyi Kluch, Garmakan and Algain suites are present differences similar to OIB and N-MORB but metavolcanics characteristics of the subduction origin are not found. Taking into account the Early Mesozoic age of these suites, the studied metabasalts are the youngest in the structure of the Mongol-Okhotsk belt. It is not excluded that Lower Mesozoic deposits of the western Tukuringra terrane, including the volcanics of OIB and N-MORB types are the relics of the residual ocean basin. The data obtained may indicate the absence of subduction processes in the Late Triassic – Middle Jurassic at the final stages of the formation of the Mongol-Okhotsk fold belt. The closure of the Early Mesozoic basin was probably due to large-scale displacement.

Key words: metabasalts, Mesozoic, residual basin, Mongol-Okhotsk fold belt.