

ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

УДК 551.2+552.43

ГЕОХИМИЯ И ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ МЕТАТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ  
ХАМАРДАБАНСКОЙ СЕРИИ (Центрально-Азиатский складчатый пояс)

С.И. Школьник<sup>1</sup>, В.А. Макрыгина<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

<sup>2</sup>Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия

Получены данные по геохимическому и Sm-Nd изотопному составам метатерригенных пород корниловской и шубутуйской свит Хамардабанского террейна. Установлено, что формирование флиш-идных отложений корниловской свиты происходило за счет пород кислой специализации зрелой коры. Источниками сноса для толщ шубутуйской свиты, характеризующихся «базитовыми» (4.5—7.5 мас. %) концентрациями MgO, а также высокими содержаниями Cr и Ni, являлись основные—ультраосновные островодужные образования. Изотопные данные указывают на существенную роль в составе протолита корниловской свиты древних коровых пород ( $\epsilon_{Nd}(T) = -10 \dots -6.2$ ), а шубутуйской — синхронного осадконакопленню ювенильного материала ( $\epsilon_{Nd}(T) = -2.9 \dots -1.5$ ). Разные модельные возрасты (1.7—2.0 и 1.3—1.4 млрд лет), состав, источники сноса и крупный (более 100 млн лет) перерыв в осадконакопленнии указывают на то, что отложение толщ корниловской и шубутуйской свит происходило в различных бассейнах седиментации. Состав разреза и Nd-изотопные характеристики позволяют предполагать, что накопление отложений шубутуйской свиты связано с островодужными обстановками Джидинского террейна, а корниловская свита рассматривается как завершающий стратон разреза Хамардабанского террейна, формирование которой происходило в окраинно-континентальных условиях.

*Корниловская и шубутуйская свиты, геохимический состав, Sm-Nd изотопные данные, источники сноса, обстановки формирования, Хамардабанский террейн.*

CLASTIC METASEDIMENTS OF THE KHAMAR-DABAN GROUP (Central Asian Orogenic Belt):  
CHEMICAL COMPOSITION AND ISOTOPE SYSTEMATICS

S.I. Shkol'nik and V.A. Makrygina

New data have been obtained on major- and trace-element compositions and Sm–Nd isotope systematics of clastic metasediments that belong to the Kornilova and Shubutui Formations in the Khamar-Daban terrane. The Kornilova Formation flysch derived from felsic mature crust, while the Shubutui Formation, with 4.5–7.5 wt.% MgO and higher Cr and Ni contents, had a mafic–ultramafic protolith of an island-arc setting. Isotope data indicate significant inputs of Precambrian crustal material ( $\epsilon_{Nd}(T) = -10$  to  $-6.2$ ) to the protolith of the Kornilova rocks and of high amounts of synsedimentary juvenile material to the protolith of the Shubutui Formation ( $\epsilon_{Nd}(T) = -2.9$  to  $-1.5$ ). Different model ages (1.7–2.0 and 1.3–1.4 Ga, respectively), compositions, and provenances of the Kornilova and Shubutui rocks, as well as a prolonged deposition gap (>100 Myr), evidence that the two formations were deposited in different basins and tectonic settings. The rock compositions and Nd isotope signatures suggest an island arc setting for the Shubutui deposition in the Dzhida terrane and a continental-margin setting for the deposition of the Kornilova Formation, which is the uppermost straton of the Khamar-Daban terrane.

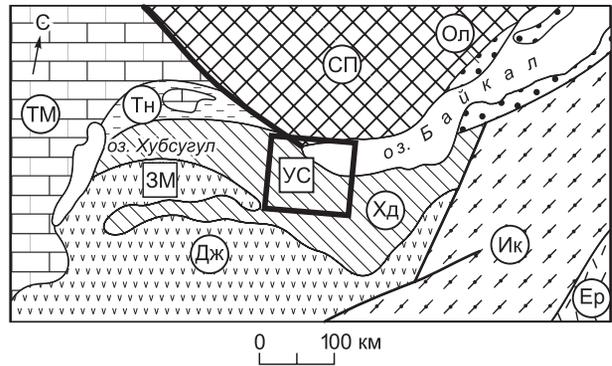
*Kornilova and Shubutui Formations, major- and trace-element compositions, Sm–Nd isotope systematics, provenance, tectonic setting, Khamar-Daban terrane*

ВВЕДЕНИЕ

Северо-восточная часть Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) представляет собой сложную тектоническую структуру, возникшую в результате аккреции различных по геодинамической природе террейнов. Значительную часть Байкал-Хубсугульского сегмента ЦАСП занимает Хамардабанский композитный террейн [Беличенко и др., 1994], граничащий с Икатским, Тункинским и Жи-

**Рис. 1. Схема террейнов Байкал-Хубсугульского региона.**

Террейны: Хд — Хамардабанский, Тн — Тункинский, Дж — Джидинский, Ол — Ольхонский, Ик — Икатский, Ер — Еравнинский; ТМ — Тувино-Монгольский массив, СП — Сибирская платформа; ЗМ — Зунмури́нский покров, УС — Утуликский синклиниорий. Прямоугольник на карте — контуры рис. 2.



динским террейнами, Тувино-Монгольским массивом и краевым выступом фундамента Сибирской платформы (рис. 1). Особенно проблематично соотношение Хамардабанского и Джидинского террейнов, различающихся степенью метаморфического преобразования слагающих их толщ, зона сочленения которых представлена сложными покровно-складчатými структурами. Джидинский островодужный террейн характеризуется резко различным составом слагающих его структурно-вещественных комплексов [Альмухамедов и др., 1996; Гордиенко и др., 2007, 2016; и др.], а позиция занимающего его северную часть Зунмури́нского покрова (см. рис. 1), сложенного одноименной свитой, достаточно неопределенна. Предполагалось, что отложения зунмури́нской свиты аналогичны отложениям джидинской толщи [Беличенко и др., 1966] Джидинского террейна, так же как отмечалось сходство составов с породами шубутуйской свиты Утуликского синклиниория [Шафеев, 1970] Хамардабанского террейна.

Полученные в последние годы изотопные и геохимические данные по отложениям зунмури́нской свиты позволяют отнести ее к Джидинскому террейну [Макрыгина и др., 2010]. Данные по возрасту детритовых цирконов и геодинамическая типизация пород шубутуйской свиты предполагают ее формирование также в пределах Джидинской островодужной системы [Школьник и др., 2016]. Цель данной работы — на основе полученных новых и опубликованных [Макрыгина, 1981] данных по геологическому строению, изотопному и геохимическому составам отложений Утуликского синклиниория определить условия их формирования, уточнить принадлежность и геологическое взаимоотношение структурно-вещественных комплексов, располагающихся в зоне сочленения Хамардабанского и Джидинского террейнов ЦАСП.

### ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И СОСТАВ ХАМАРДАБАНОСКОГО КОМПОЗИТНОГО ТЕРРЕЙНА

Как самостоятельная структура Хамардабанский террейн впервые выделен В.Г. Беличенко с авторами [1994]. Границы соседствующих с ним Икатским, Тункинским и Джидинским террейнами достаточно условны. Относительно Джидинского террейна Хамардабанский выступает в роли автохтона, южную часть которого занимает Зунмури́нский покров, граница с Тункинским скрыта кайнозойскими отложениями Тункинской впадины и гранитоидами Мункусардыкского массива [Беличенко и др., 2006]. Еще сложнее обстоит дело с продолжающимися на северо-восток от Хамардабанского вулканогенно-осадочными отложениями Икатского террейна, граница с которым воссоздается по разобренным фрагментам в пределах Ангаро-Витимского гранитоидного батолита и часто проводится по предполагаемому надви́гу.

Особенностью Хамардабанского террейна является метаморфическая зональность широкого фациального диапазона — от фации зеленых сланцев до гранулитовой [Шафеев, 1970], в его составе выделяются три серии, разделенные структурными и стратиграфическими несогласиями: слюдянская (култукская и перевальная свиты), хангарульская (харагольская и безымянская свиты) и хамардабанская (корниловская и шубутуйская свиты) [Vasilyev et al., 1998]. Достоверно установлено, что граница слюдянской и хангарульской серий имеет дискордантный (несогласный) характер [Васильев и др., 1981а, б], в то время как между хангарульской и хамардабанской сериями несогласие только предполагается. Резкое различие в условиях седиментации протолитов слюдянской и хангарульской серий, отраженное в составе и строении их разрезов, интерпретировалось как накопление толщ в различных палеогеодинамических условиях: задугового бассейна для слюдянской серии и активной континентальной окраины для хангарульской [Резницкий и др., 2004].

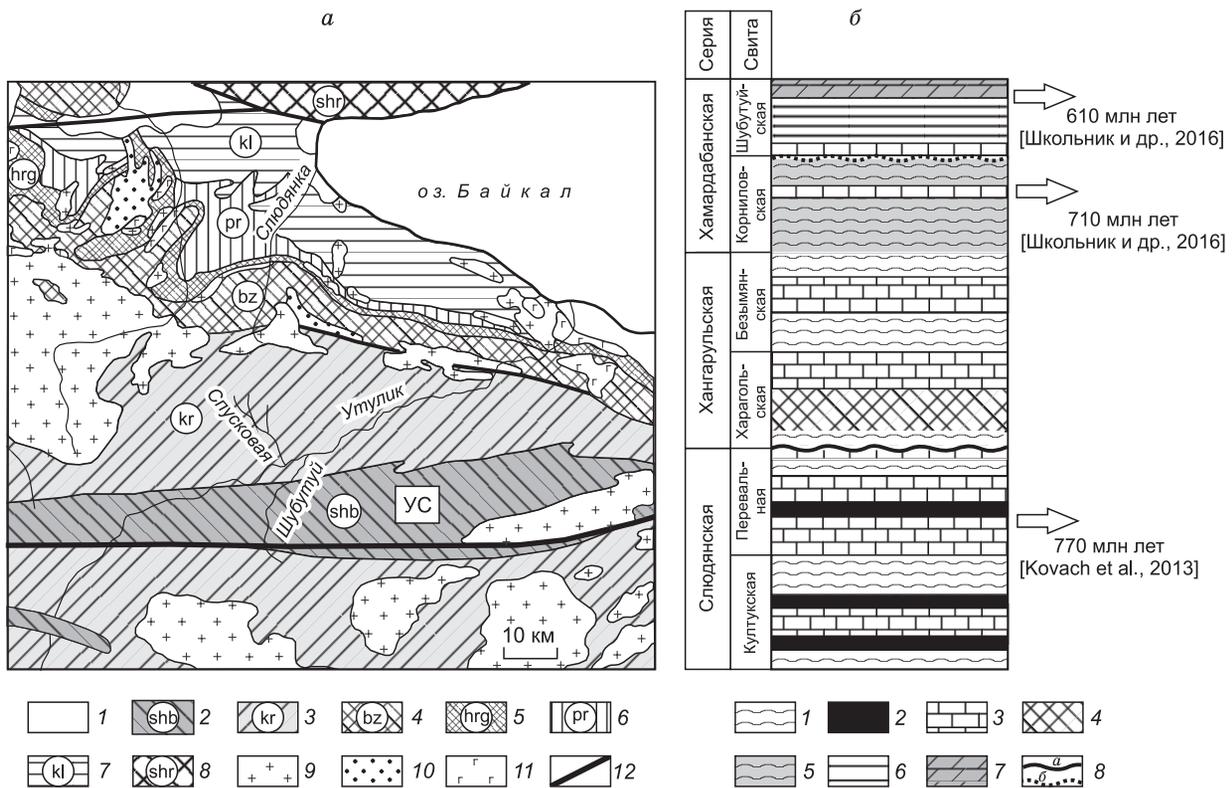
#### Хамардабанская серия (корниловская и шубутуйская свиты)

Завершающие строение разреза Хамардабанского террейна существенно-терригенные породы хамардабанской серии вместе с верхней частью хангарульской серии — безымянской свитой рассматри-

вались как типично флишеидные отложения. В бассейне р. Утулик, представляющем узкую геологическую синклиналичную структуру (Утуликский синклиниорий), сложенную породами хамардабанской серии, А.А. Шафеевым [1970] был закартирован хамардабанский зональный метаморфический комплекс. Здесь границы метаморфических зон по оси синклинали пересекают простираения пород. В результате, по одному горизонту можно проследить смену парагенезисов от биотит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации до ортоклаз-силлиманитовой субфации амфиболитовой фации. На основе изучения геохимии процессов метаморфизма толщ Утуликского синклинория был сделан вывод об его изохимичном характере [Макрыгина, 1981].

Наиболее полный разрез отложений корниловской свиты наблюдается от истоков р. Подкомарная до устья р. Спускосая и в верховьях р. Утулик [Шафеев, 1970]. Однотипный состав безымянской и корниловской свит не позволяет однозначно проводить границу между ними. Верхняя граница корниловской свиты четко фиксируется по подошве кристаллических известняков в основании шубутуйской. Мощность свиты около 1600 м. В ее составе представлены породы различной степени метаморфизма, закономерно уменьшающейся вверх по разрезу — от двуслюдяных гнейсов с силлиманитом в более метаморфизованной части до тонкозернистых филлитовидных двуслюдяных и серицитовых сланцев в низкой степени преобразований. Для исследования начинающей разрез хамардабанской серии — корниловской свиты — было проведено исследование ее отложений в бассейне р. Спускосая (рис. 2). На изученном участке разреза породы свиты представлены в большей мере гранат-биотитовыми и гранат-двуслюдяными сланцами, в отдельных прослоях которых встречается ставролит и андалузит.

Согласно [Шафеев, 1970], породы шубутуйской свиты слагают ядро узкого и протяженного Утуликского синклинория, восточное крыло которого перекрыто четвертичными отложениями, а западное — покровом неогеновых базальтов. Выходы пород свиты и ее полный разрез располагаются в верх-



**Рис. 2. Схематизированная геологическая карта района рек Слюдянка—Утулик (с упрощениями, по [Шафеев, 1970]) (а); стратиграфическая колонка отложений Хамардабанского террейна (б).**

а — 1 — кайнозойские отложения; 2, 3 — хамардабанская серия: 2 — шубутуйская свита, 3 — корниловская свита; 4, 5 — хангарульская серия: 4 — безымянская свита, 5 — харгольская свита; 6, 7 — слудянская серия: 6 — перевальная свита, 7 — култукская свита, 8 — Шарьжальгайский краевой выступ фундамента Сибирской платформы; 9 — палеозойские граниты; 10 — палеозойские граносиениты и сиениты; 11 — габброиды; 12 — разрывные нарушения. УС — Утуликский синклиниорий.

б — 1 — гнейсы биотитовые; 2 — кристаллосланцы роговообманково-пироксеновые; 3 — мраморы и кальцифиры; 4 — кристаллосланцы и гнейсы диопсидовые; 5 — двуслюдяные гнейсы (с гранатом и силлиманитом) и сланцы; 6 — хлорит-биотитовые, кварц-биотит-плаггиоклазовые сланцы; 7 — слюдисто-карбонатные сланцы; 8 — несогласные (а), предполагаемые несогласные (б) контакты свит. Указаны временные пределы седиментации по опубликованным данным.

нем течении р. Утулик. Разрез шубутуйской свиты резко отличен от корниловской общим преобладанием метапсаммитов, значительным объемом слюдисто-карбонатных сланцев, мраморов [Шафеев, 1970]. Значительную часть в составе свиты (до 60—65 %) занимают хлоритово-биотитовые и биотитовые сланцы, представляющие собой тонкозернистые сланцеватые породы с реликтами алевритовых и песчаных обломочных частиц, хорошо различимых в основной массе. Сохранившиеся от перекристаллизации обломочные частицы представлены кварцем, плагиоклазом, иногда микроклином, кварцитом и кварц-полевошпатовой породой кислого состава, составляют до 15—20 % объема породы. Основа тонкозернистой составляющей представлена биотитом, кварцем, плагиоклазом и хлоритом. Породы нижнего горизонта свиты, имеющего ритмичное строение, отличаются основным составом. В низкотемпературной зеленосланцевой зоне они представлены хлоритовыми сланцами и по валовому химическому составу близки к базальтам. В зонах амфиболитовой фации породы превращены в тонкочередующиеся диопсидовые плагиосланцы и куммингтонит-биотитовые сланцы. Они подстилаются пластом черных известняков резкоменяющейся мощности, с большим количеством окисленных сульфидов и включениями линз анортита. Эти известняки маркируют несогласную границу корниловской и шубутуйской свит.

Возраст зонального метаморфизма, охватившего все три серии, был установлен как раннеордовикский по времени кристаллизации син- и постметаморфических гранитов, он и определяет верхнюю временную границу накопления хамардабанской толщи [Котов и др., 1997; Бараш и др., 2006]. При определении U-Pb возраста по цирконам (SHRIMP-II) гранитов Солзанского массива, прорывающего корниловскую свиту, было обнаружено ядро ксеногенного циркона возрастом 789 млн лет, видимо, захваченное расплавом из вмещающих сланцев [Антипин и др., 2014].

Но в целом вопрос о времени седиментации (возрасте протолита) оставался открытым. В последние годы проведено исследование U-Pb и Lu-Hf изотопного состава цирконов из метатерригенных пород слюдянской серии [Kovach et al., 2013]. По конкордантным и субконкордантным значениям U-Pb возраста (с учетом ошибки  $\pm 2 \sigma$ ) наиболее молодых из детритовых цирконов возраст протолита слюдянской серии не может быть древнее 710—670 млн лет. Полученные данные по детритовым цирконам из завершающих разрез Хамардабанского террейна отложениям хамардабанской серии показали, что нижний временной предел накопления пород корниловской свиты отвечает  $716 \pm 19$  млн лет, серия детритовых цирконов, ограничивающих формирование толщи шубутуйской свиты, соответствует интервалу  $612 \pm 11$  —  $639 \pm 12$  млн лет [Школьник и др., 2016].

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Из общей выборки составов пород корниловской и шубутуйской свит были исключены известковистые петротипы и породы с явными признаками мигматизации и других метасоматических преобразований. В итоге подборка составила 23 пробы, характеризующие все виды метатерригенных пород из разреза корниловской свиты, и 21 пробу, в том числе ранее опубликованные данные по 15 пробам [Макрыгина, 1981], достаточно полно описывающие весь разрез шубутуйской свиты. Содержания петрогенных компонентов определялись методами классической «мокрой» химии и рентгеноспектральным анализом. Концентрации редких элементов устанавливались методами оптического спектрального (Zn, Sn, Pb, Co, Ni, Sc, V, Cr) и рентгенофлуоресцентного (Ba, Rb, La, Ce, Nd, U, Th, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Cr, V) анализов с перекрытием методов по некоторым элементам. Полные спектры редких земель, а также концентрации Ta, U, Th, Cs определены методом ICP-MS в соответствии с опубликованной методикой [Panteeva, 2003]. Все анализы получены с использованием материально-технической базы Центра коллективного пользования «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН. Выборочные представительные анализы приведены в табл. 1, 2.

Изотопные исследования выполнены в Байкальском ЦКП СО РАН (г. Иркутск). Подготовка проб осуществлялась по следующей схеме. Навеска 100 мг истертого образца разлагалась в смеси кислот  $\text{HNO}_3$ —HF— $\text{HClO}_4$  с использованием микроволновой печи. Выделение РЗЭ проводилось на смоле TRU Spec (EiChroM Industries, II, США). Последующее разделение Sm и Nd выполнялось на колонках, заполненных смолой Ln Spec, по модифицированной методике [Pin, Zalduegui, 1997]. Измерения изотопных отношений Nd осуществлялись на приборе Finnigan MAT-262. При масс-спектрометрических измерениях изотопные отношения нормализовались на  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ . Коррекция на фракционирование проводилась по закону Рэлея. Для контроля качества работы прибора измерялся стандарт неодама JNd-1, в период измерений его значение составляло  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512070 \pm 10$ .

## СОСТАВ ПРОТОЛИТА И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Для подавляющего большинства отложений хамардабанской серии установление исходной природы пород возможно только по химическому составу. Однако в зоне низких метаморфических преобразований осадочная терригенная природа пород обеих свит не вызывает сомнений. Породы корнилов-

Таблица 1. Представительные анализы химического (мас.%) и редкоземельного (г/т) составов метатерригенных пород коринловской свиты

Компо- нент	УТ-1	УТ-3	УТ-6	УТ-7	УТ-8	УТ-9	УТ-10	УТ-12	УТ-15	УТ-16	УТ-19	УТ-22/1	УТ-22/2	2 УА	4 УА	7 УА	18 УА	0/1 УП	6 УП	12 УП	16 УП	19 УП
SiO <sub>2</sub>	74.60	62.91	68.59	64.46	69.02	62.01	66.83	63.65	66.36	62.66	61.56	61.34	56.50	59.09	59.89	60.07	64.88	60.92	59.84	63.63	61.62	64.65
TiO <sub>2</sub>	0.51	0.82	0.81	0.79	0.69	0.86	0.62	0.85	0.91	1.01	0.69	0.84	0.97	1.02	0.80	1.04	1.22	1.08	0.91	0.81	1.42	1.23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.10	15.45	14.68	17.79	15.43	18.44	15.14	22.14	17.26	16.14	18.36	15.12	16.86	13.08	16.53	12.39	10.34	12.76	16.34	13.96	13.00	11.65
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.75	0.89	1.66	1.29	1.44	1.94	0.50	0.54	1.00	0.97	1.04	0.63	0.83	1.33	2.07	1.84	1.84	3.23	2.34	0.74	1.66	1.90
FeO	3.75	6.69	4.26	3.83	2.93	4.71	6.27	3.24	6.05	5.93	4.50	4.99	5.91	5.57	5.93	5.39	4.85	4.19	5.93	5.39	6.11	5.39
MnO	0.13	0.15	0.13	0.09	0.26	0.08	0.09	0.06	0.10	0.11	0.10	0.10	0.11	0.11	0.12	0.18	0.13	0.06	0.14	0.11	0.10	0.12
MgO	1.62	2.96	1.71	1.75	1.23	1.96	2.54	1.34	2.28	2.70	2.32	4.95	6.22	6.51	4.36	7.51	4.97	7.50	4.65	5.90	6.00	5.78
CaO	1.15	1.29	0.89	1.19	6.00	0.31	0.42	0.87	0.36	2.32	2.09	1.92	1.64	5.96	2.53	8.98	7.74	2.78	2.15	2.85	3.87	4.47
Na <sub>2</sub> O	2.72	3.07	1.96	3.24	1.14	1.28	1.01	1.86	0.81	3.40	4.68	4.40	4.59	3.27	3.64	1.65	3.30	2.56	4.08	3.26	3.13	2.66
K <sub>2</sub> O	1.44	2.41	2.53	2.57	0.69	3.40	3.61	3.17	2.82	2.90	2.54	1.47	1.72	1.80	2.18	0.41	0.11	3.60	1.77	2.46	2.08	1.69
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.11	0.05	0.07	0.03	0.06	0.08	0.06	0.13	0.13	0.23	0.11	0.27	0.25	0.29	0.18	0.27	0.16	0.16	0.17	0.11	0.29	0.20
H <sub>2</sub> O-	0.11	0.14	0.30	0.24	0.11	0.12	0.16	0.07	0.07	0.12	0.14	0.09	0.12	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CO <sub>2</sub>	—	—	—	—	0.51	—	0.41	—	—	0.44	—	1.44	1.19	—	—	—	—	—	—	—	—	—
F	0.04	0.05	0.04	0.04	—	0.05	0.06	—	0.04	0.07	—	—	—	0.06	0.05	0.06	0.03	0.08	0.04	0.06	0.07	0.08
П.п.п.	2.10	2.83	2.35	2.49	0.29	3.90	1.97	2.05	1.75	1.15	1.64	2.41	3.03	2.57	2.20	1.04	0.40	1.76	1.90	0.81	0.79	0.97
Сумма	100.13	99.71	99.98	99.80	99.80	99.14	99.69	99.98	99.93	100.15	99.80	99.97	100.00	100.65	100.54	100.83	99.97	100.68	100.26	100.09	100.14	100.78
Rb	44	82	92	100	32	78	120	83	94	140	65	40	40	35	37	9	1	73	28	45	35	45
Sr	140	190	120	190	320	60	75	150	48	190	180	320	350	245	235	305	388	279	177	182	210	341
Ba	240	390	570	585	405	950	720	900	520	410	585	510	600	410	403	110	130	505	300	350	448	522
Y	18	29	25	30	22	28	18	50	26	28	24	24	21	31	19	22	22	22	24	21	20	19
Zr	86	130	115	160	150	140	110	260	140	160	140	150	150	151	124	140	126	176	120	148	126	147
Co	7	9	28	14	15	19	10	8	12	11	9	23	27	25	21	24	19	29	19	20	24	21
Sc	15	18	18	14	12	30	18	17	8.4	21	15	8.5	16	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cr	64	72	91	94	216	93	83	77	105	115	91	256	285	69	136	347	212	581	85	280	351	328
V	82	100	105	131	68	162	93	81	134	128	113	133	156	120	74	87	68	93	93	76	94	65
Ni	10	34	59	23	50	36	23	26	25	29	18	145	163	34	55	95	66	136	40	81	97	99
Zn	66	120	81	73	57	110	51	53	110	117	89	73	90	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Pb	17	17	17	25	11	20	16	22	10	23	21	14	10	7	10	6.5	8.5	8.3	8.6	10	10	14
Cu	19	53	44	37	35	40	67	15	40	20	34	23	26	34	25	12	18	17	33	9	12	28
La	7	11	17	21	19	26	16	53	31	43	20	28.54	28.86	18.00	15.34	23.06	13.73	25.66	13.33	24.15	17.29	18.04

Ce	34	23	41	32	39	57	33	92	55	83	46	55.76	57.43	37.81	31.66	42.40	33.67	49.22	27.88	42.80	30.66	36.22
Pr	He опр.	2.97	He опр.	He опр.	4.74	6.92	3.90	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	6.76	6.91	5.04	4.11	5.14	3.98	5.95	3.62	5.33	3.92	4.05
Nd	»	11	»	»	16	25	14	»	»	»	»	25.79	25.37	19.52	14.89	17.60	15.17	20.87	13.96	18.50	14.48	14.55
Sm	»	3.20	»	»	3.77	5.52	2.91	»	»	»	»	5.37	5.38	4.79	3.62	3.91	3.83	4.45	3.49	4.09	3.43	3.49
Eu	»	1.03	»	»	1.07	1.27	0.66	»	»	»	»	1.30	1.32	1.09	0.84	0.84	0.85	1.01	1.02	1.00	1.03	0.98
Gd	»	3.46	»	»	3.47	4.70	2.57	»	»	»	»	4.52	4.40	4.51	3.25	3.45	3.30	4.05	3.33	3.93	3.15	3.29
Tb	»	0.69	»	»	0.58	0.79	0.43	»	»	»	»	0.72	0.68	0.76	0.55	0.57	0.57	0.63	0.58	0.57	0.51	0.51
Dy	»	4.90	»	»	3.59	5.41	2.71	»	»	»	»	4.11	4.07	4.54	3.25	3.33	3.43	3.62	3.68	3.31	3.24	3.13
Ho	»	1.13	»	»	0.80	1.17	0.59	»	»	»	»	0.80	0.81	0.99	0.64	0.67	0.69	0.77	0.77	0.67	0.64	0.60
Er	»	3.24	»	»	2.27	3.48	1.83	»	»	»	»	2.23	2.10	2.88	1.90	1.88	1.96	2.01	2.22	1.86	1.82	1.73
Tm	»	0.51	»	»	0.36	0.56	0.31	»	»	»	»	0.33	0.30	0.42	0.28	0.27	0.30	0.29	0.34	0.29	0.28	0.26
Yb	»	3.33	»	»	2.45	3.61	2.21	»	»	»	»	2.04	1.98	2.61	1.80	1.73	1.93	1.77	2.05	1.72	1.75	1.58
Lu	»	0.56	»	»	0.40	0.62	0.39	»	»	»	»	0.32	0.33	0.42	0.30	0.30	0.29	0.28	0.33	0.28	0.27	0.27
Th	»	5.76	»	»	4.31	9.46	5.79	»	»	»	»	5.82	6.48	3.04	2.84	3.89	3.86	4.90	2.70	3.92	3.48	4.06
U	»	1.19	»	»	1.09	1.93	1.23	»	»	»	»	1.41	1.54	0.94	0.82	0.97	1.13	1.23	0.79	0.99	1.12	1.11
Cs	»	5.69	»	»	3.42	8.15	8.13	»	»	»	»	1.31	1.77	1.61	1.24	0.48	0.31	2.44	1.19	5.61	1.36	1.47

Примечание. Прочерк – содержания элемента ниже предела обнаружения. Содержания петрогенных компонентов определялись методами классической «мокрой» химии, концентрации редких элементов – методами оптического спектрального и рентгенофлуоресцентного анализов, RЭЭ и концентрации U, Th, Cs установлены методом ICP-MS.

Таблица 2. Sm-Nd изотопные данные для метатерригенных пород хамарлабанской серии

Номер образца	T, млн лет	Содержание, г/г		$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	$T_{\text{Nd}}(\text{C})$ , млн лет
		Sm	Nd					
УТ-3	500	3.20	11.84	0.1627	$0.512208 \pm 9$	-8.4	-6.2	1759
УТ-8	500	3.77	16.91	0.1342	$0.511921 \pm 6$	-14	-10	2071
УТ-22/1	500	5.37	25.79	0.1253	$0.512258 \pm 9$	-7.4	-2.9	1480
18УА	500	3.83	15.17	0.1520	$0.512414 \pm 10$	-4.4	-1.5	1369

Примечание. Величины  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  и двухстадийных модельных возрастов  $T_{\text{Nd}}(\text{C})$  для сланцев рассчитаны на минимально возможный возраст их накопления.

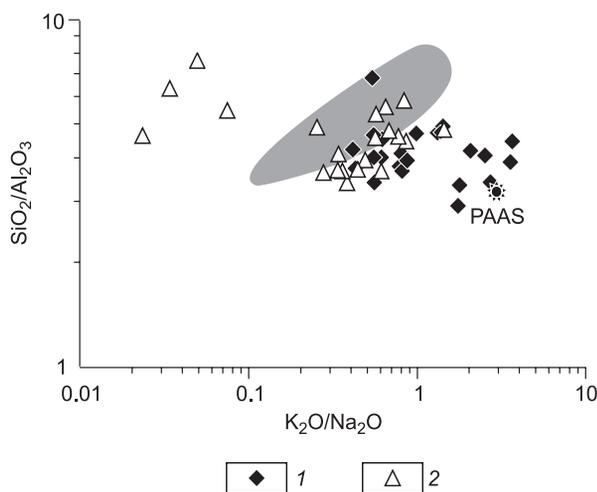


Рис. 3. Диаграмма  $K_2O/Na_2O—SiO_2/Al_2O_3$  для метатерригенных пород корниловской и шубутуйской свит.

1 – сланцы корниловской свиты, 2 – сланцы шубутуйской свиты. Показано поле фанерозойских граувакк-сланцевых серий с различным содержанием кварца и PAAS [Тейлор, Мак-Леннан, 1988].

ской свиты (биотит-хлоритовая субфация) представляют собой филлитовидные сланцы, состоящие из зерен кварца и кислого плагиоклаза, заключенных в тонкочешуйчатом агрегате серицита и хлорита, реже биотита. Вся толща первоначально была представлена алевроглинистыми породами [Шафеев, 1970]. Шубутуйская свита отличается заметным преобла-

данием грубообломочных пород, вплоть до появления полимиктовых гравелитов [Макрыгина, 1981], в обломочной части которых преобладают кварц, плагиоклаз, гальки микрокварцитов и основных пород.

Большая работа по изучению влияния регионального метаморфизма на химический состав осадочных толщ хамардабанского метаморфического комплекса проводилась В.А. Макрыгиной [1981]. Проводимые нами исследования базируются на получении новых данных по геохимии редкоземельных и ряда редких элементов, изотопии и цирконометрии, на основе анализа которых будет установлена первичная природа и определены источники сноса для отложений хамардабанской серии.

Представительные анализы пород корниловской и шубутуйской свит приведены в табл. 1. Сопоставление геохимических данных метатерригенных пород обеих свит показало резкие различия составов по большинству элементов. Метатерригенные отложения корниловской толщи отличаются от пород шубутуйской свиты широким диапазоном и всегда повышенными содержаниями  $SiO_2$  (62—74 и 58—65 мас. % соответственно) и варьирующими  $Al_2O_3$  (11—22 и 10–16 мас. % соответственно). Характерной особенностью отложений корниловской свиты является наличие разностей с преобладающим содержанием  $K_2O$  относительно  $Na_2O$ . Исходя из диаграммы  $SiO_2/Al_2O_3—K_2O/Na_2O$  (рис. 3), можно предположить, что закономерное увеличение значений  $K_2O/Na_2O$  в породах корниловской свиты является следствием более пелитового состава осадков по сравнению с алевритовым для шубутуйской. Согласно классификации Я.Э. Юдовича [Юдович, Кетрис, 2000], величина гидролизатного модуля ( $ГМ = (TiO_2 + Al_2O_3 + FeO + Fe_2O_3 + MnO)/SiO_2$ ), близкая для пород обеих свит (0.22—0.42 и 0.28—0.44 соответственно), характерна для сиаллитов и миоцилитов, т. е. исходно алевроглинистых пород с той или иной долей алевритовой составляющей. Исходя из значений отношения  $SiO_2/Al_2O_3$ , являющихся индикатором степени зрелости осадков (2.9—6.7 и 3.4—6.3 соответственно для корниловской и шубутуйской свит) и типичных для пород магматического состава, можно говорить об их слабом преобразовании в процессе транспортировки и выветривания. На низкую степень преобразования исходного материала пород шубутуйской свиты указывают невысокие значения индекса химического изменения ( $CIA = [Al_2O_3/(Al_2O_3 + CaO* + Na_2O + K_2O)] \times 100$ ) [Nesbitt, Yong, 1982] от 50 до 57) и положение точек составов (рис. 4, а) вблизи линии полевых шпатов и неизмененных пород, что типично для осадков начальной стадии выветривания. Породы корниловской свиты отличаются большей степенью преобразований исходного материала ( $CIA = 55—73$ ), а предположительный состав протолита может отвечать иллит-каолинитовым глинам (см. рис. 4, а). Все эти данные наряду с наличием положительной корреляции ГМ—ЖМ ( $ГМ = TiO_2/Al_2O_3$ ;  $ЖМ = (Fe_2O_3 + FeO + MnO)/(TiO_2 + Al_2O_3)$ ) (см. рис. 4, б) и отрицательной ГМ—НКМ ( $НКМ = (Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$ ), типичной для петрогенных пород [Юдович, Кетрис, 2000], позволяют рассматривать изучаемые осадки как «first cycle» (т. е. осадки первого цикла, образованные при разрушении магматических пород).

Определение геохимической специализации метаосадочных пород корниловской и шубутуйской свит в сравнении с PAAS показано на рис. 5, а. Для пород обеих свит типичны близкие и заметно более низкие, чем в PAAS, содержания Cs, Rb, Th, U и менее выраженные отклонения по V, Zr, Hf. Значимыми различиями, отражающими отличительные черты состава протолита свит, являются высокие концентрации Sr, Cr, Co и Ni, свойственные породам шубутуйской свиты, а для сланцев корниловской свиты типична тенденция к увеличению таких элементов, как Ba, Sc, Cu, Y и Pb. Спектр редкоземельных элементов для пород корниловской свиты характеризуется слабодифференцированным  $(La/Yb)_n = 2.5—5.7$  с заметным пологим распределением в области тяжелых РЗЭ  $(Gd/Yb)_n = 0.9—1.2$  и присутствием как выраженной  $(Eu/Eu^* = 0.74—0.76)$ , так и практически отсутствующей  $(Eu/Eu^* = 0.91—0.95)$

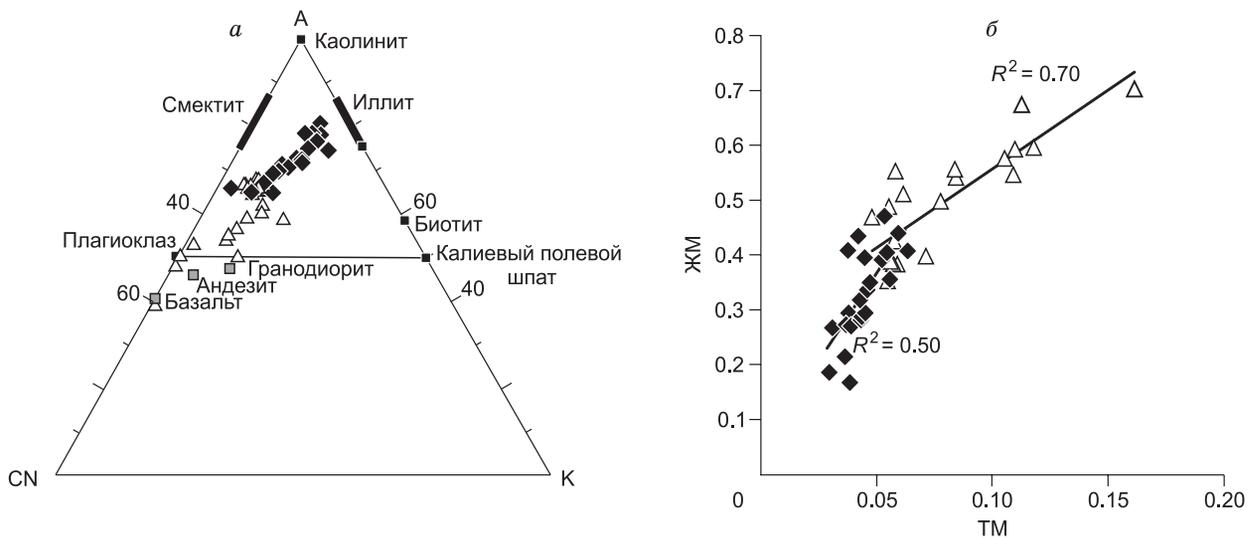


Рис. 4. Диаграммы К—А—CN [Тейлор, Мак-Леннан, 1988] (а) и ТМ—ЖМ [Юдович, Кетрис, 2000] (б) для метатерригенных пород хамардабанской серии.

Усл. обозн. см. на рис. 3.

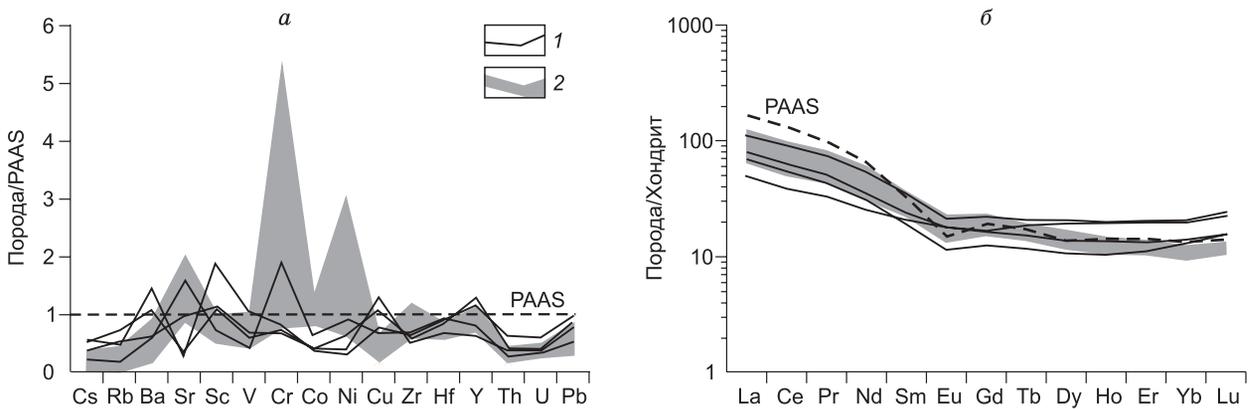
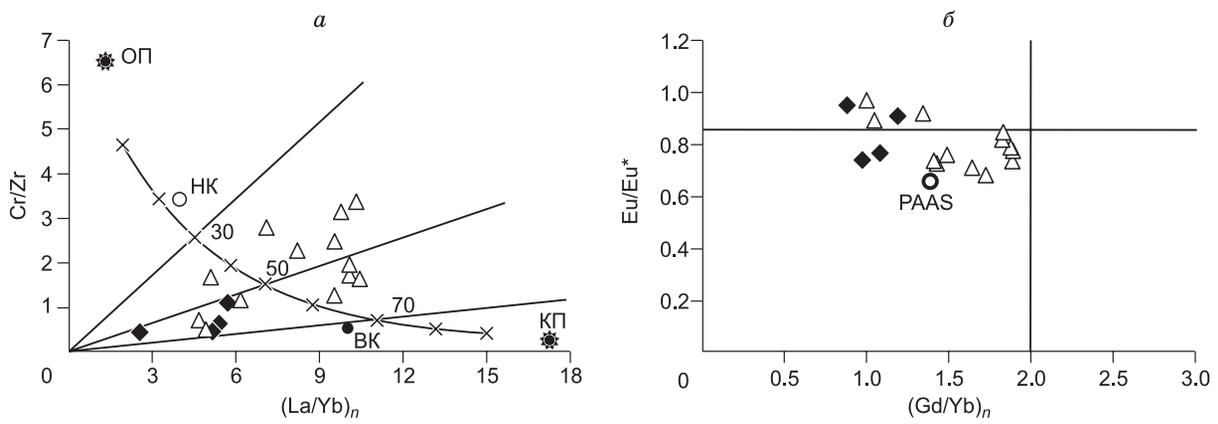


Рис. 5. Спектры распределения редких, нормированных к PAAS (постархейский средний глинистый сланец Австралии [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]) (а), и редкоземельных элементов, нормированных к хондриту [Sun, McDonough, 1989] (б), в метатерригенных породах хамардабанской серии.

1 — метатерригенные породы корниловской свиты, 2 — поле составов пород шубутуйской свиты.

европиевой аномалии (см. рис. 5, б). Метатерригенные породы шубутуйской свиты характеризуются более высоким отношением  $(La/Yb)_n = 4.7—10.5$ , в среднем близком к PAAS, и наличием выраженной для большей части проанализированных проб (10 из 13) Eu аномалии ( $Eu/Eu^* = 0.65—0.83$ ) и слабо выраженной с отношением  $Eu/Eu^* = 0.88—0.96$  для остальных. В целом по сравнению с PAAS метаосадочные породы корниловской и шубутуйской свит оказываются обедненными легкими РЗЭ, что может быть связано с увеличением доли базитового материала в составе протолита.

О составе пород питающих провинций в большей степени можно судить по распределению редких и редкоземельных элементов и их индикаторным отношениям. Роль магматических пород кислой специализации в составе осадков наиболее ярко отражается на концентрации легких РЗЭ и величине отрицательной Eu аномалии. Участие в составе протолита основных пород в большей степени определяется выполаживанием спектров РЗЭ и отсутствием выраженной Eu аномалии наряду с увеличением концентраций характерных фемических элементов, таких как Cr, Ni, Co и др. Часто используемые для реконструкций исходного состава пород индикаторные отношения  $La/Th$ ,  $Cr/Th$ ,  $Th/Co$ ,  $Cr/V$ ,  $Cr/Zr$  и др. определяют роль того или иного компонента в источнике сноса.



**Рис. 6.** Диаграммы  $(La/Yb)_n$ — $Cr/Zr$  (а) и  $(Gd/Yb)_n$ — $Eu/Eu^*$  (б) для метатерригенных пород хамардабанской серии.

На диаграммах приведены составы среднего основного (ОП) и кислого (КП) конечных членов архейской бимодальной серии, а также составы верхней (БК) и нижней (НК) континентальных кор [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]. Усл. обозн. см. на рис. 3.

Метатерригенные породы корниловской свиты при достаточно умеренном обогащении легкими РЗЭ имеют как хорошо выраженную, так и слабопроявленную отрицательную  $Eu$  аномалию. Подобные особенности наряду с повышенными  $Th/Co$ ,  $La/Co$  и невысокими значениями  $La/Th$ ,  $Cr/Zr$ ,  $Cr/Th$  могут отражать состав осадков, образованных за счет эрозии в большей степени магматических пород кислого (граниты, тоналиты) и среднего составов, при варьирующей и незначительной роли основных. При близости редкоземельных спектров пород шубутуйской свиты составу PAAS и наличию хорошо выраженной  $Eu$  аномалии для них типичны и повышенные значения отношений  $Cr/Th$ ,  $La/Th$  и  $Cr/V$ . Состав метатерригенных отложений шубутуйской свиты может интерпретироваться как смесь с одной стороны алюмосиликокластических пород, в качестве которых, возможно, выступали древние гранитоидные или кислые метаморфические образования, а с другой, — значительную роль играть и продукты разрушения основных вулканитов. Модель смешения основного вулканического (высокие значения  $Cr/Zr$ ) и кислого (высокие значения  $(La/Yb)_n$ ) конечных членов бимодальной серии для метатерригенных пород хамардабанской серии представлена на рис. 6. Исходя из диаграммы, доля участия пород кислого состава в отложениях корниловской свиты превалирует. В формировании метаосадков шубутуйской свиты, вероятнее всего, в равной мере участвовали как породы кислой, так и основной специализации. По величине  $Eu/Eu^*$  отношения и степени обеднения тяжелыми РЗЭ (см. рис. 6, б) можно предположить, что источником сноса для шубутуйской свиты служили породы кислого (тоналиты) и основного составов. Близость составов отложений корниловской свиты к PAAS показывает, что их формирование происходило за счет разрушения пород зрелой континентальной коры при существенном (низкие значения  $(Gd/Yb)_n$  и высокие  $Eu/Eu^*$ ) участии основных.

Гранат-биотитовые сланцы корниловской свиты характеризуются низкими отрицательными значениями  $\epsilon_{Nd}(T) = -10 \dots -6.2$ , рассчитанными на минимально возможный возраст их накопления (см. табл. 2). Повышенные относительно средней континентальной коры  $^{147}Sm/^{144}Nd$  отношения предполагают использование величин двустадийного модельного возраста  $T_{Nd}(C)$ , составляющего для них 1.7—2.0 млрд лет. Для биотитовых и амфиболитовых сланцев шубутуйской свиты отмечаются более высокие отрицательные значения  $\epsilon_{Nd}(T) = -2.9 \dots -1.5$  и более молодые модельные возрасты 1.3—1.4 млрд лет. Эти результаты, наряду с полученными ранее данными [Школьник и др., 2016] о возрасте детритовых цирконов свидетельствуют о существенном вкладе в составе источников сноса метатерригенных пород шубутуйской свиты ювенильного материала. Более низкие отрицательные значения  $\epsilon_{Nd}(T)$  в породах корниловской свиты указывают на участие в составе источников сноса обломочного материала, образованного за счет разрушения большей части древних коровых пород, при несущественной доли ювенильных.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Используя данные о химическом составе, можно получить наиболее общие представления о породах, преобладающих в областях размыва и участвующих в формировании осадочных образований. Исходя из широко распространенных диаграмм (рис. 7), источниками сноса для пород корниловской

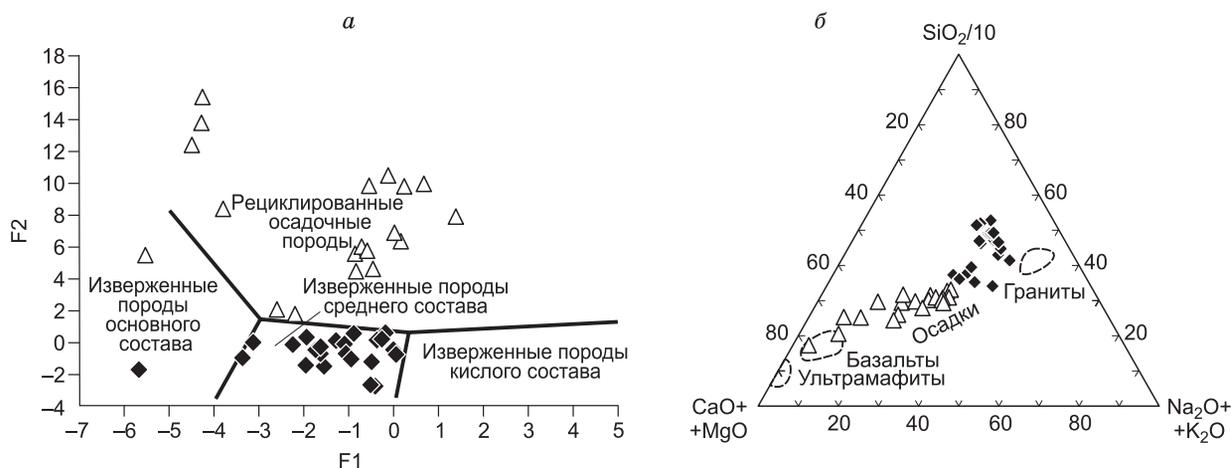


Рис. 7. F1—F2 [Roser, Korsch, 1988] (а) и (CaO+MgO)—(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)—SiO<sub>2</sub>/10 [Тейлор, Мак-Леннан, 1988] (б) для метатерригенных пород хамардабанской серии.

Усл. обозн. см. на рис. 3.

$$F1 = 30.638 \cdot \text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 - 12.54 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}/\text{Al}_2\text{O}_3 + 7.329 \cdot \text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3 + 12.031 \cdot \text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3 + 35.402 \cdot \text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3 - 6.382,$$

$$F2 = 56.5 \cdot \text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 - 10.876 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}/\text{Al}_2\text{O}_3 + 30.875 \cdot \text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3 - 5.404 \cdot \text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3 + 11.112 \cdot \text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3 - 3.89.$$

свиты являлись изверженные породы кислого и среднего составов, что указывает на зрелость размывавшейся коры. Достаточно однообразный петрохимический состав, слабые вариации в соотношении легких и тяжелых РЗЭ и величина Eu аномалии предполагают, что формирование глинистых отложений свиты происходило большей частью за счет вклада пород тоналит-грандземитового состава.

Петрохимический состав отложений шубутуйской свиты, отраженный на дискриминационных диаграммах (см. рис. 7), предполагает участие в исходном осадке рециклированных образований и основных-ультраосновных пород. Метатерригенные породы свиты, характеризующиеся высокими (4.5—7.5 мас. %) «базитовыми» концентрациями MgO, а также Cr и Ni и невысокими отрицательными значениями  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ , являются следствием значительной добавки к кластической составляющей осадка ювенильного, возможно, синхронного осадконакоплению, мафического материала.

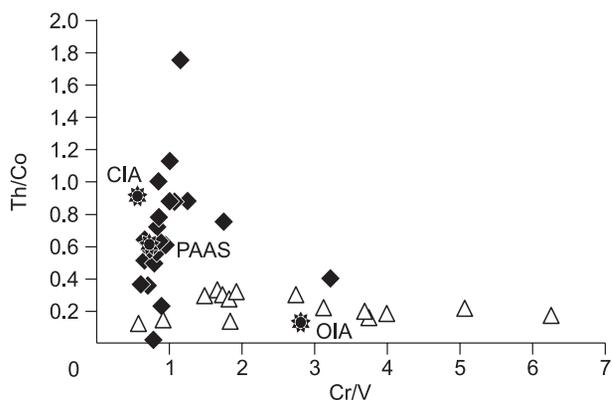
Резкие различия составов метатерригенных пород корниловской и шубутуйской свит, отражающиеся в содержаниях и соотношении редких элементов, характеризуют различные источники поступления вещества (рис. 8). Относительно высокие Th/Co отношения в метатерригенных породах корниловской свиты (0.29—0.64) и более низкие в отложениях шубутуйской (0.10—0.25) указывают на смену источника сноса с кислого на основной. Повышение Cr/V отношений, согласно [Hiscott et al., 1984], более характерно для отложений, формирующихся в обстановках, связанных с широким проявлением вулканизма ультраосновного—основного состава, таких как океанические островные дуги или зоны спрединга в задуговых бассейнах.

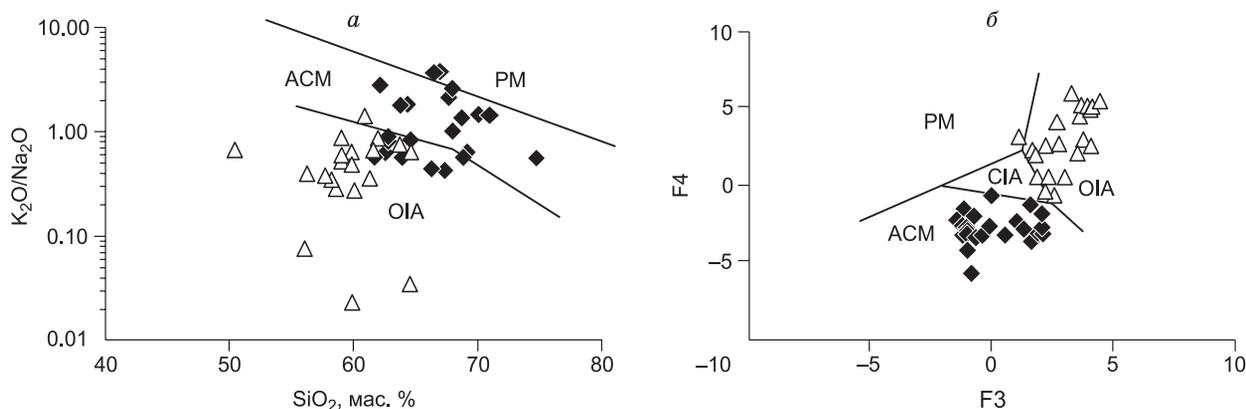
Реконструкция палеогеодинамических условий формирования метатерригенных пород основывается на типе разреза, условиях формирования исходных пород и их изотопно-геохимических характеристиках. Для метаморфизованных аналогов большей частью применяются дискриминационные диаграммы, основанные на концентрациях петрогенных и редких элементов или их индикаторных отношениях.

Положение точек составов пород хамардабанской серии на диаграммах (рис. 9) показывает, что формирование отложений корниловской и шубутуйской свит происходило за счет различных источников. Для пород корниловской свиты основным ис-

Рис. 8. Диаграмма Cr/V—Th/Co для метатерригенных пород хамардабанской серии.

На диаграмме приведены составы CIA (граувакки континентальных островных дуг [Bhatia, Crook, 1986]), OIA (граувакки океанических островных дуг [Bhatia, 1983]); PAAS (постаршеийский средний глинистый сланец Австралии [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]). Усл. обозн. см. на рис. 3.





**Рис. 9. Положение точек состава метасадочных пород хамардабанской серии на диаграммах  $\text{SiO}_2$ — $(\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O})$  (а) [Roser, Korsch, 1986] и F3—F4 (б) [Bhatia, 1983].**

PM—пассивная окраина, ACM—активная континентальная окраина, OIA—океаническая островная дуга, CIA—континентальная островная дуга. Усл. обозн. см. на рис. 3.

$$F3 = 0.303 - 0.0447 \cdot \text{SiO}_2 - 0.972 \cdot \text{TiO}_2 + 0.008 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 - 0.267 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3 + 0.208 \cdot \text{FeO} - 3.082 \cdot \text{MnO} + 0.14 \cdot \text{MgO} + 0.195 \cdot \text{CaO} + 0.719 \cdot \text{Na}_2\text{O} - 0.032 \cdot \text{K}_2\text{O} + 7.51 \cdot \text{P}_2\text{O}_5,$$

$$F4 = 43.57 - 0.421 \cdot \text{SiO}_2 + 1.988 \cdot \text{TiO}_2 - 0.526 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 - 0.551 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3 - 1.61 \cdot \text{FeO} + 2.72 \cdot \text{MnO} + 0.881 \cdot \text{MgO} - 0.907 \cdot \text{CaO} - 0.177 \cdot \text{Na}_2\text{O} - 1.84 \cdot \text{K}_2\text{O} + 7.244 \cdot \text{P}_2\text{O}_5$$

точником сноса являлись отложения континентальных окраин, а их накопление происходило в бассейнах без проявления активной вулканической деятельности. Отложения шубутуйской свиты больше соответствует типу протолитов, накапливающихся в островодужной обстановке, — преддуговом или задуговом бассейне с проявлением вулканизма, а источником сноса могли служить породы энсиматических или энсиалических дуг и синхронная осадконакоплению вулканическая деятельность.

Спектры измеренных возрастов по детритовым цирконам, полученные из метатерригенных пород корниловской и шубутуйской свит, также отличаются и по границам кластеров и по возрастным значениям максимумов [Школьник и др., 2016]. Резко различны и нижние временные ограничения по кластерам детритовых цирконов для толщ корниловской и шубутуйской свит. Непрерывный ряд детритовых цирконов для сланцев корниловской свиты начинается с 716 млн лет, а шубутуйской с 610 млн лет. Из

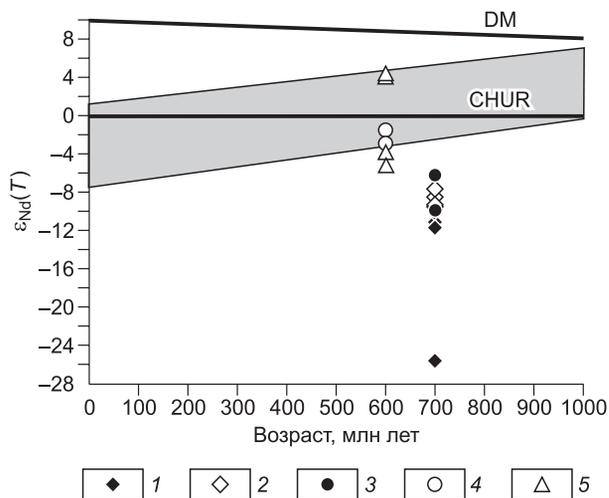
Таблица 3. Величины  $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$  и Nd-модельных возрастов для метатерригенных пород Хамардабанского и Джидинского террейнов

Террейн	Серия, свита	$\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$	$T_{\text{Nd}}(\text{C})$
		млн лет		
Хамардабанский	Слюдянская серия	-11.1	1974	2147
		-11.7	2098	2199
		-10.1	2164	2066
		-25.6	2775	3343
		-25.6	2980	3336
	Хангарульская серия	-7.6	1737	1857
		-9.5	1973	2018
		-9.9	1858	2051
		-8.5	1919	1935
		-9.3	2041	2004
Хамардабанская серия	Корниловская свита	-6.2	2806	1759
		-10	2350	2071
	Шубутуйская свита	-1.5	1818	1369
		-2.9	1539	1480
Джидинский	Зунмурунская свита	-5.2	1750	1670
		-4.1	1618	1582
		4.0	990	909
		3.9	992	917
		4.3	988	889

Примечание. Данные по слюдянской и хангарульской сериям Хамардабанского террейна, по [Kovach et al., 2013], зунмурунской свиты Джидинского террейна, по [Макрыгина и др., 2010].

**Рис. 10.** Диаграмма  $\epsilon_{Nd}$ –возраст для метатерригенных пород Хамардабанского и Джидинского террейнов.

1–4 — Хамардабанский террейн: 1 — слюдянская серия, 2 — хангарульская серия [Kovach et al., 2013], 3, 4 — хамардабанская серия: 3 — корниловская свита, 4 — шубутуйская свита; 5 — зунмурунская свита Джидинского террейна [Макрыгина, 2010]. Показано поле эволюции изотопного состава метатерригенных пород Джидинского террейна [Макрыгина, 2010].



этого можно сделать вывод, что накопление отложений шубутуйской свиты началось на 100 млн лет позже осадконакопления корниловской толщи, при этом отмечается резкая смена области сноса и обстановок формирования. Подобные взаимоотношения предполагают наличие тектонического совмещения (дометаморфический надвиг) соседствующих толщ двух террейнов. Другой вариант — крупный перерыв в осадконакоплении и формирование толщ шубутуйской свиты, вероятнее всего, с консидерационным вулканизмом основного состава, с несогласием на флишоидных отложениях корниловской свиты представляется маловероятным, так как присутствие в терригенных породах шубутуйской свиты детритовых цирконов вендского возраста, океанические островодужные источники сноса (базиты, ультрабазиты) — все это типично и для осадочных толщ Джидинского террейна [Резницкий и др., 2013].

Полученные Nd-изотопные данные по завершающим разрез Хамардабанского террейна метатерригенным породам корниловской и шубутуйской свит указывают на резкие отличия усредненных модельных возрастов и состава источников сноса. Для Хамардабанского террейна отмечается закономерное повышение значений  $\epsilon_{Nd}(T)$  от древних толщ к молодым (табл. 3). Перекрытие Nd-модельных возрастов и параметров  $\epsilon_{Nd}(T)$ , полученных по породам корниловской свиты, с данными по хангарульской толще (рис. 10, см. табл. 3) предполагает близкий смешанный (ювенильный и коровый) состав источников сноса. Nd-изотопные характеристики отложений шубутуйской свиты (см. табл. 3, рис. 10) ближе всего отвечают составам метатерригенных пород Джидинского террейна, что указывает на близость источников сноса (большой частью ювенильных) и условий формирования.

## ВЫВОДЫ

Формирование протолитов метатерригенных пород корниловской и шубутуйской свит происходило с перерывом в 100 млн лет при резкой смене источников сноса и палеогеодинамической обстановки осадконакопления. Изотопно-геохимические данные указывают на то, что в составе протолита пород шубутуйской свиты существенную роль играют ювенильные (островодужные), возможно синхронные осадконакоплению источники сноса, пользующиеся широким распространением в осадочных толщах Джидинского террейна. Полученные данные позволяют сделать вывод, что формирование шубутуйской свиты происходило в пределах Джидинского террейна, а со сходной с ней по составу разреза зунмурунской свитой может рассматриваться как единая толща. Толщи корниловской свиты, близкие по составу изотопно-геохимическим данным и возрастному диапазону формирования породам хангарульской серии, могут рассматриваться как отложения, завершающие разрез Хамардабанского террейна.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 14-45-04019) (геологические исследования) и РНФ № 16-17-10076 (изотопно-геохимические исследования).

## ЛИТЕРАТУРА

Альмухамедов А.И., Гордиенко И.В., Кузьмин М.И., Томуртоого О., Томурхуу Д. Джидинская зона — фрагмент Палеоазиатского океана // Геотектоника, 1996, № 4, с. 25—42.

Антипин В.С., Горлачева Н.В., Макрыгина В.А. Геохимия раннепалеозойских гранитоидов Прибайкалья и их геодинамическая интерпретация (хр. Хамар-Дабан, Ольхон) // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (2), с. 228—243.

Бараш И.Г., Сальникова Е.Б., Резницкий Л.З., Котов А.Б., Ковач В.П., Яковлева С.З., Федосеев А.М. Возрастные соотношения метаморфизма слюдянского гранулитового и хамардабанского зонального метаморфических комплексов: результаты U-Pb геохронологических исследований // ДАН, 2006, т. 409, № 3, с. 381—385.

- Беличенко В.Г., Шафеев А.А., Хренов П.М., Чернов Ю.А.** Новые данные о стратиграфическом положении зунмурунской свиты (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика, 1966 (9), с. 130—135.
- Беличенко В.Г., Склярв Е.В., Добрецов Н.Л., Томуртоого О.** Геодинамическая карта Палеоазиатского океана. Восточный сегмент // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7-8), с. 29—41.
- Беличенко В.Г., Гелетий Н.К., Бараш И.Г.** Баргузинский микроконтинент (Байкальская горная область): к проблеме выделения // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (10), с. 1049—1059.
- Васильев Е.П., Резницкий Л.З., Вишняков В.Н., Некрасова Е.А.** Слюдянский кристаллический комплекс. Новосибирск, Наука, 1981а, 196 с.
- Васильев Е.П., Вишняков В.Н., Резницкий Л.З.** Несогласие в раннем докембрии Южного Прибайкалья // Геология и геофизика, 1981б (10), с. 131—137.
- Гордиенко И.В., Метелкин Д.В.** Эволюция субдукционного магматизма на неопротерозойской и венд-раннепалеозойской активных окраинах Палеоазиатского океана // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (1), с. 91—108.
- Гордиенко И.В., Филимонов А.В., Минина О.Р., Горнова М.А., Медведев А.Я., Климук В.С., Елбаев А.Л., Томуртоого О.** Джидинская островодужная система Палеоазиатского океана: строение и основные этапы геодинамической эволюции в венде—палеозое // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 120—140.
- Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Резницкий Л.З., Васильев Е.П., Казаков И.К., Яковлева С.З., Ковач В.П., Бережная Н.Г.** О возрасте метаморфизма слюдянского кристаллического комплекса (Южное Прибайкалье): результаты U-Pb геохронологических исследований гранитоидов // Петрология, 1997, т. 5, № 4, с. 227—239.
- Макрыгина В.А.** Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма умеренных и низких давлений. Новосибирск, Наука, 1981, 199 с.
- Макрыгина В.А., Беличенко В.Г., Резницкий Л.З.** Типы палеоостровных дуг и задуговых бассейнов северо-восточной части Палеоазиатского океана (по геохимическим данным) // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 141—155.
- Макрыгина В.А., Беличенко В.Г., Резницкий Л.З., Сандимиров И.В., Сандимирова Г.П.** Соотношение изотопов Nd и Sr и модельных возрастов метатерригенных пород зунмурунской, джидинской и хасуртинской свит (Западное Забайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы совещания. Т. 2. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2010, с. 11—13.
- Резницкий Л.З., Школьник С.И., Левицкий В.И.** Геохимия известково-силикатных пород харагольской свиты (Южное Прибайкалье) // Литология и полезные ископаемые, 2004, № 2, с. 1—14.
- Резницкий Л.З., Ковач В.П., Бараш И.Г.** Источники сноса терригенных пород Джидинского островодужного террейна по данным U-Pb LA-ICP-MS датирования детритовых цирконов // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы совещания. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2013, с. 194—195.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.** Континентальная кора: ее состав и эволюция. М., Мир, 1988, 384 с.
- Шафеев А.А.** Докембрий Юго-Западного Прибайкалья и Хамар-Дабана. М., Наука, 1970, 179 с.
- Школьник С.И., Станевич А.М., Резницкий Л.З., Савельева В.Б.** Новые данные о строении и временном диапазоне формирования Хамардабанского террейна: свидетельства U-Pb LA-ICP-MS датирования цирконов // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2016, т. 24, № 1, с. 23—43.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П.** Основы литохимии. СПб., Наука, 2000, 479 с.
- Bhatia M.R.** Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // J. Geol., 1983, v. 91, p. 611—627.
- Bhatia M.R., Crook K.A.W.** Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // Contr. Miner. Petrol., 1986, v. 92, p. 181—193.
- Hiscott R.N.** Ophiolitic source rocks for Taconic-age flysch: trace element evidence // Geol. Soc. Am. Bull., 1984, v. 95, p. 1261—1267.
- Kovach V., Salnikova E., Wang K.-L., Jahn B.-M., Chiu H.-Y., Reznitskiy L., Kotov A., Iizuka Y., Chung S.-L.** Zircon ages and Hf isotopic constraints on sources of clastic metasediments of the Slyudyansky high-grade complex, southeastern Siberia: Implication on continental growth and evolution of the Central Asian Orogenic Belt // J. Asian Earth Sci. 2013, v. 62, p. 18—36.
- Nesbitt H.W., Yong G.M.** Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // Nature, 1982, v. 299, p. 715—717.

**Panteeva S.V., Gladkochoub D.P., Donskaya T.V., Markova V.V., Sandimirova G.P.** Determination of 24 trace elements in felsic rocks by inductively coupled plasma mass spectrometry after lithium metaborate fusion // Spectrochim. Acta, Part B: Atom. Spectrosc., 2003, v. 58, № 2, p. 341—350

**Pin C., Zalduogui S.J.F.** Sequential separation of light-rare-earth elements, thorium and uranium by miniaturized extraction chromatography: Application to isotopic analyses of silicate rocks // Anal. Chim. Acta, 1997, v. 339, p. 79—89.

**Roser B.D., Korsch R.J.** Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO<sub>2</sub> content and K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O ratio // J. Geol. 1986, v. 94, p. 635—650.

**Roser B.D., Korsch R.J.** Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data // Chem. Geol., 1988, v. 67, p. 119—139.

**Sun S., McDonough W.F.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in ocean basins / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geol. Soc. London, Spec. Pub., 1989, v. 42, p. 313—345.

**Vasilyev E.P., Reznitsky L.Z., Barash I.G.** Metallogeny, fuel resources and geodynamics of the North Asian Craton and framing orogenic belts // Mat. Inter. Metall. Conf. Irkutsk, 1998, p. 85—87.

*Рекомендована к печати 8 февраля 2017 г.  
А.Э. Изохом*

*Поступила в редакцию 20 мая 2016 г.,  
после доработки — 26 октября 2016 г.*