

ВЕНДСКАЯ ПАССИВНАЯ КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ ОКРАИНА ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ: ГЕОХИМИЧЕСКИЕ, ИЗОТОПНЫЕ (Sr, Sm-Nd) СВИДЕТЕЛЬСТВА, ДАННЫЕ U-Pb ДАТИРОВАНИЯ LA-ICP-MS ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ

Е.Ф. Летникова, А.Б. Кузнецов*, И.А. Вишневская, С.В. Вещева, А.И. Прошенкин, Х. Джен*****

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

** Институт геологии и геохронологии докембрия РАН,
199034, Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2, Россия*

*** Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия*

**** Dept. of Earth Sciences, University of Hong Kong, Pokfulam Road, Hong Kong*

В результате геохимических, Sm-Nd и Sr-изотопных исследований отложений байкальской и оселковой серий юга Сибирской платформы и U-Pb датирования LA-ICP-MS детритовых цирконов установлено, что их накопление происходило в венде в обстановках пассивной континентальной окраины. Возрастные ограничения интервала седиментации основаны на данных Sr-хемостратиграфии карбонатных отложений байкальской серии и U-Pb датирования LA-ICP-MS детритовых цирконов терригенных отложений первого цикла оселковой серии. Основные источники сноса для пород этих серий были постоянными и представляли собой породы чехла и фундамента Сибирской платформы. Лишь появление горизонтов туффигов в верхних частях серий указывает на активизацию этой структуры в поздневендское время, что находит отражение в изменениях геохимических характеристик терригенных пород и их более молодых Sm-Nd модельных возрастах.

Венд—кембрий, осадочные комплексы, изотопия, геохимия, детритовые цирконы, Сибирская платформа.

THE VENDIAN PASSIVE CONTINENTAL MARGIN IN THE SOUTHERN SIBERIAN CRATON: GEOCHEMICAL AND ISOTOPIC (Sr, Sm-Nd) EVIDENCE AND U-Pb DATING OF DETRITAL ZIRCONS BY THE LA-ICP-MS METHOD

E.F. Letnikova, A.B. Kuznetsov, I.A. Vishnevskaya, S.V. Veshcheva, A.I. Proshenkin, and H. Geng

Geochemical and isotopic (Sm-Nd and Sr) studies of deposits of the Baikal and Oselok Groups in the southern Siberian Craton and LA-ICP-MS U-Pb dating of detrital zircons show that they accumulated in passive continental-margin settings in the Vendian. The time limits of sedimentation were assessed on the basis of Sr chemostratigraphy of carbonate deposits of the Baikal Group and LA-ICP-MS U-Pb dating of detrital zircons in first-cycle terrigenous deposits of the Oselok Group. The main provenances for rocks of these groups were constant. These were rocks of the cover and basement of the Siberian Craton. Tuffite horizons in upper portions of the groups are the only sign of Late Vendian activation of this block, which is reflected in changes of geochemical indices of terrigenous rocks and their younger Sm-Nd model ages.

Vendian-Cambrian, sedimentary sequences, isotope composition, geochemistry, detrital zircons, Siberian Craton

ВВЕДЕНИЕ

При геодинамических исследованиях Сибирской платформы и ее складчатого обрамления основное внимание при реконструкциях отводится магматическим и метаморфическим комплексам. При этом изучение геохимических и изотопно-геохимических характеристик неопротерозой-палеозойских аквальных осадочных серий в краевых частях Сибирской платформы позволяет более корректно, на основе реконструкций обстановок седиментогенеза и состава пород питающих провинций отдельных осадочных бассейнов, проследить эволюцию Палеоазиатского океана, с существованием которого связывают основную эпоху осадконакопления в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса. Восполняя пробел в исследованиях геохимии и изотопии древних осадочных толщ, проведено изучение мощных стратифицированных комплексов юга Сибирской платформы — байкальской и оселковой серий. Отводя столь значительное место этим осадочным комплексам при стратиграфических построениях и геодинамических реконструкциях, в стороне остались исследования вещественных (геохимических)

и изотопных) характеристик слагающих их пород. Привлечение современных изотопно-геохимических методов способно существенно помочь в решении многих спорных вопросов: во-первых, более обоснованно установить состав и возраст пород питающих провинций, послуживших источниками сноса материала терригенных комплексов; во-вторых, реконструировать условия осадконакопления и проследить общие этапы развития бассейна седиментации; в-третьих, на основе изотопных данных о возрастном интервале седиментации провести на новой методической основе корреляцию изучаемых пород с отложениями Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Авторы изучили содержания породообразующих, рассеянных и редкоземельных элементов в отложениях байкальской и оселковской серий, исследовали Sm-Nd и Rb-Sr систематики в коллекции терригенных и карбонатных пород, получили результаты U-Pb датирования методом LA-ICP-MS детритовых цирконов оселковской серии. Аналитические работы выполнялись в АЦ Института земной коры СО РАН, г. Иркутск, где были определены содержания петрогенных оксидов, Li, Rb, Sr (силикатный анализ, аналитик Г.В. Бондарева) и РЗЭ (методом ICP-MS, аналитики С.В. Пантеева, В.В. Маркова). Изотопный состав Sr карбонатных пород (А.Б. Кузнецов) и их Pb-Pb датирование (Г.В. Овчинникова), Sm-Nd изотопный состав терригенных пород (А.Б. Кузнецов, В.П. Ковач) исследовался в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург. U-Pb изотопные измерения цирконов выполнены в Государственной ведущей лаборатории геологических процессов и минеральных ресурсов, Китайский университет геологических наук, Вухан.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ БАЙКАЛЬСКОЙ СЕРИИ

Терригенно-карбонатные отложения байкальской серии были выделены в Юго-Западном Прибайкалье еще в начале XX века М.М. Тетяевым. Позднее эти отложения стали называть трехчленным комплексом, а затем просто байкальским [Павловский, 1948]. В конце прошлого столетия докембрийские отложения Юго-Западного Прибайкалья получили всестороннюю фаунистическую и литологическую характеристику, а совокупность этих данных легла в основу стратиграфии позднего докембрия не только Прибайкалья, но и всей Байкало-Саянской горной области [Хоментовский, 1984; Дольник, 2000]. Отложения байкальской серии были предложены в качестве типового разреза верхнего докембрия юго-восточного обрамления Сибирской платформы и стали выделяться как общесибирское подразделение — байкалий [Хоментовский, 1984].

Отложения байкальской серии несогласно залегают на образованиях дорифейского фундамента Сибирской платформы, представленных метаморфическими породами раннего докембрия, раннепротерозойскими гранитоидами приморского комплекса с возрастом 1864 ± 19 млн лет [Бухаров и др., 1992] и вулканитами аkitканской серии. Отложения байкальской серии широко развиты на территории Прибайкалья, где их выходы протягиваются узкой полосой вдоль западного побережья оз. Байкал от м. Кадильный на юге до долины р. Чая на севере (рис. 1). Наиболее представительные разрезы серии находятся в Южном Прибайкалье (рис. 2). Они хорошо изучены и их подробное строение освещено в ряде работ [Шенфиль, 1991; Осадочные бассейны..., 2004; и др.], поэтому мы не будем детально останавливаться на проблемах их стратиграфии и особенностях

напластования. В составе байкальской серии выделяют три свиты — терригенно-карбонатную голоустенскую (250—880 м), существенно-карбонатную улунтуйскую (300—1200 м) и песчано-глинистую качергатскую (300—1600 м). Рассмотрим более подробно их петрографические особенности.

Голоустенская свита сложена кварцевыми и полимиктовыми песчаниками, алевролитами, доломитами и известняками. Базальный горизонт представлен серо-зелеными тонкослоистыми алевропелитами. Ос-

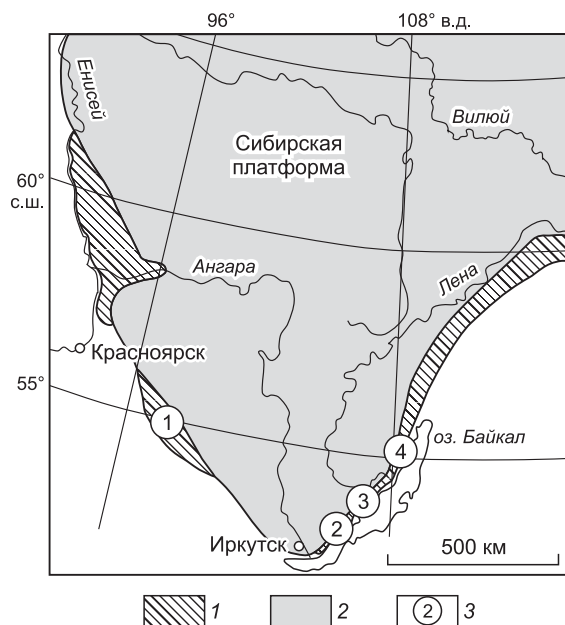
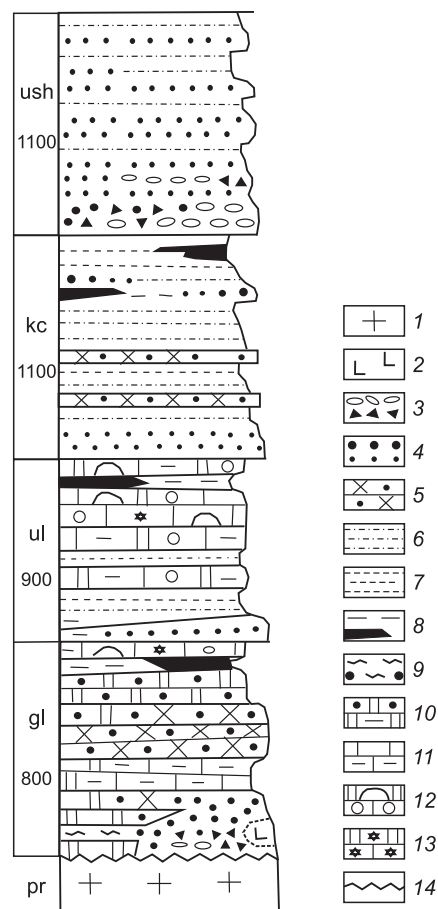


Рис. 1. Схема распространения верхнедокембрийских осадочных комплексов юга Сибирской платформы.

1 — позднедокембрийские осадочные комплексы; 2 — Сибирская платформа; 3 — места отбора проб: 1 — оселковская серия Бирюсинского Присаянья; 2—4 — байкальская серия, Южное Прибайкалье: 2 — р. Большое Голоустное, 3 — р. Куртун, 4 — м. Елохин, р. Малая Черемшанка.

Рис. 2. Стратиграфическая колонка отложений байкальской серии и ушаковской свиты.

1 — гранитоиды приморского комплекса; 2 — вулканические породы основного состава; 3 — конгломераты и конглобрекции; 4 — гравелиты и песчаники полимиктовые, аркозово-граувакковые; 5 — песчаники кварцевые; 6 — алевролиты; 7 — аргиллиты, алевроаргиллиты; 8 — углеродсодержащие аргиллиты и алевроаргиллиты; 9 — сланцы пелитовые и алевропелитовые; 10 — доломиты, доломиты песчаные, переслаивание доломитов и алевроаргиллитов; 11 — известняки доломитовые, доломиты известковые и алевроаргиллитовые; 12 — строматолиты и микрофитолиты; 13 — окремнение; 14 — залегание с размывом; рг — гранитоиды приморского комплекса; свиты: gl — голоустенская, ul — улунтуйская, kc — качергатская, ush — ушаковская; цифры — средние мощности свит (м).



новная масса сложена глинистыми минералами (60—65 %), в которых как бы «плавают» угловатые обломки кварца (20—25 %). Среди второстепенных минералов отмечаются плагиоклаз № 5—10, мусковит и единичные зерна микроклина. Акцессорные минералы представлены цирконом, биотитом и незначительным количеством рудных минералов. Выше по разрезу наблюдается переслаивание карбонатных и терригенных отложений.

Основную часть разреза голоустенской свиты составляют серые и светло-серые мелкозернистые песчаники, которые в зависимости от местоположения в разрезе, имеют свои петрографические особенности. Для песчаников, расположенных в нижней части свиты, характерна мелкозернистая псаммитовая структура с изометричной и реже удлиненной формой обломков. Зерна в основной своей массе слабо окатаны. Порода плохо сортирована, так как встречаются достаточно крупные обломки песчаной размерности кварца и литокластов на фоне мелких зерен. Отмечены массивная и тонкослоистая волнистая текстуры. Породообразующими обломками являются — кварц (50—80 %), кремнистые и глинистые породы (10—40 %), второстепенные — плагиоклаз (№ 5—10), микроклин и хлорит. Среди акцессорных отмечены циркон, биотит, эпидот, турмалин.

Мелкозернистые песчаники, расположенные выше по разрезу, отличаются слабой окатанностью обломков и значительным присутствием среди обломков литокластов глинистых пород (20—35 %). Отличительной чертой этих песчаников является присутствие среди обломков повышенного количества циркона (до 5—8 %).

Крупнозернистые кварцевые песчаники обладают светло-серой, почти белой окраской. В нижней части разреза обломки хорошо окатаны, в то время как в песчаниках средней части разреза зерна, напротив, более остроугольные. Эта разновидность терригенных отложений голоустенской свиты сложена кварцем (60—70 %) и обломками кварцитов (10—15 %). Среди акцессорных минералов встречается турмалин, плагиоклаз, удлиненные лейсты мусковита, циркона, монокит.

На основе петрографического изучения можно сделать вывод, что источниками сноса для терригенных пород голоустенской свиты послужили граниты и гранитогнейсы, более древние осадочные породы, с учетом высоких концентраций цирконов в совокупности с неокатанными обломками глинистых пород возможен вклад продуктов коры выветривания. Преобладание окатанных обломков кварца, повышенное количество циркона при существенной доли литокластов осадочных пород указывает на рециклированный тип осадков.

Улунтуйская свита может быть охарактеризована как карбонатно-глинистая толща, в низах которой резко преобладают глинисто-алевритовые отложения (нижняя подсвита), в средней ее части главная роль принадлежит карбонатным, часто органогенным породам (средняя подсвита), а в верхней — присутствуют почти в равном количестве карбонатные и обломочные породы (верхняя подсвита).

Терригенные породы представлены слоистыми мелкозернистыми песчаниками. Обломки в большей своей массе окатанные, с подчиненным количеством угловатых обломков. Главными компонентами породы являются кварц (50—60 %) с размером зерен, превосходящим другие, обломки кварцитов (40—45 %) и глинистых пород. Отмечаются единичные зерна плагиоклаза № 5—10 и хлорита. Такие слюдяные минералы, как мусковит и биотит, встречаются очень редко и имеют мелкозернистую размерность.

Качергатская свита сложена часто чередующимися пачками песчаников, алевритовых, глинисто-алевроитовых и глинистых сланцев с однообразным литологическим составом. Нижняя граница качергатской свиты устанавливается на основании смены пестрых по литологическому составу терригенно-карбонатных пород улунтуйской свиты однообразной толщей терригенных пород [Шенфиль, 1991]. По составу можно выделить две группы песчаников — аркозовые и лититовые.

Прослой аркозовых песчаников наблюдаются по всему разрезу качергатской свиты. Зерна слабоокатанные, местами слабокорродированные, порода плохо сортирована. Для всех аркозовых песчаников характерна беспорядочная текстура. Минеральный состав практически не меняется по разрезу, различия наблюдаются только в небольших вариациях содержания различных типов обломков. Главными породообразующими компонентами являются кварц (~ 40 %), плагиоклаз № 20—30 (20 %) и серицитизированный микроклин (~ 20 %). Среди второстепенных часто отмечаются обломки глинистых пород, мусковита и биотита. Акцессорные минералы представлены цирконом. Название песчаников — аркозовые, говорит само за себя, основным источником сноса для этих пород были гранитоиды.

Структура лититовых песчаников достаточно разнообразна и варьирует от среднемелкозернистой псаммитовой до алевритовой. Обломки неокатанные, часто остроугольные, встречаются удлиненные формы зерен. Порода не сортирована. Текстура беспорядочная. Главными породообразующими компонентами являются обломки кварцитов и глинистых пород (25—50 %), а также кварца и глинистых минералов (25—35 %). Второстепенные представлены плагиоклазом № 5—10 (~ 10 %), микроклином (~ 10—15 %) и мусковитом (до 5 %). Акцессорные минералы — циркон, биотит и роговая обманка. Среди вторичных минералов отмечен эпидот и хлорит.

Источники сноса остаются теми же, что и для терригенных отложений нижележащей свиты. Это образования фундамента и чехла Сибирской платформы — гранитоиды, кварциты и глинистые породы. Следует отметить, что граниты находились дальше от бассейна седиментации, чем осадочные породы, так как в лититовых песчаниках среди обломков пород встречаются только кварциты и быстроразрушающиеся при переносе глинистые породы. При этом появление среди обломков роговой обманки, увеличение доли хлорита и эпидота, удлиненная лейстоватая форма обломков указывает на вклад обломочно-го материала вулканических пород основного состава, вероятнее всего, поступавшего со стороны окраинных морей платформы и синхронных с осадконакоплением.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД БАЙКАЛЬСКОЙ СЕРИИ

Интерпретация полученных геохимических данных позволила реконструировать источники сноса изученных палеобассейнов. Таким образом, было выявлено, что материалом для пород байкальской серии послужили гранитоиды и более древние осадочные породы (рис. 3), что не противоречит результатам петрографического анализа.

Геохимические характеристики, отражающие минеральный состав рассматриваемых терригенных отложений, позволили провести более детальную классификацию литотипов терригенных пород байкальской серии (рис. 4). Среди пород голоуспенской свиты выделились следующие разновидности.

Алевролиты, с которых начинается разрез байкальской серии, классифицируются как классические калиевые аркозы. Кварцевые крупнозернистые песчаники отличаются от всех остальных типов пород высоким содержанием SiO_2 и незначительным количеством цемента и классифицируются как лититы, субаркозы, сублититы. Мелкозернистые песчаники голоуспенской свиты, песчаники и алевролиты качергатской свиты

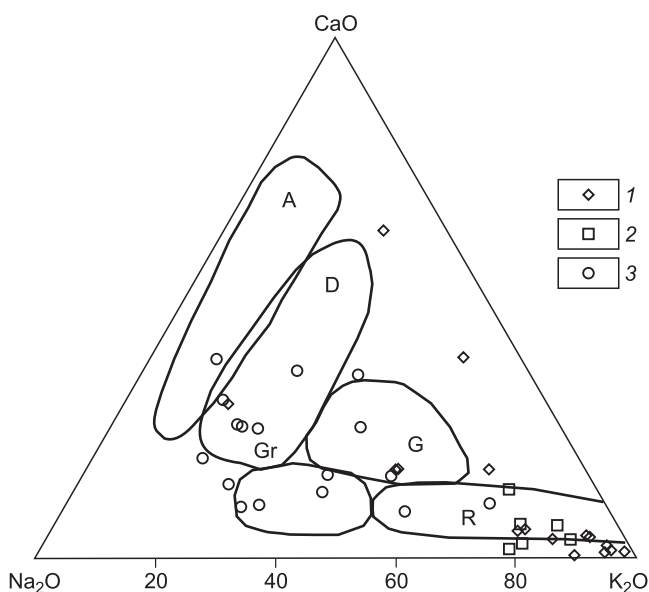


Рис. 3. Источники обломочного материала для терригенных пород байкальской серии на основании диаграммы М.Р. Бхаттия [Bhatia, 1983].

1—3 — терригенные породы байкальской серии: 1 — голоуспенская, 2 — улунтуйская, 3 — качергатская свиты. Породы источников сноса: G — граниты, Gr — гранодиориты, D — дациты, A — андезиты, R — рециклированные осадки.

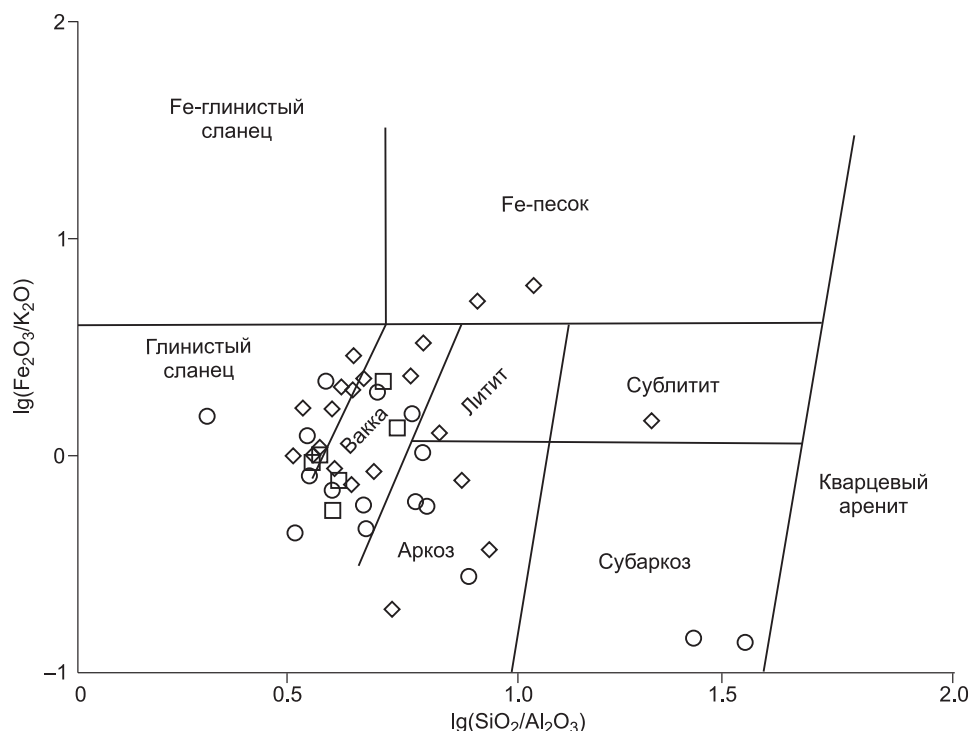


Рис. 4. Классификация терригенных отложений байкальской серии на основании диаграммы М.М. Хирона [Herron, 1988].

Усл. обозн. см. на рис. 3.

диагностируются на основе отношений $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}—\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ как Na-аркозы [Систематика..., 1998], попадая в поле вакков. Терригенные породы качергатской свиты, в которых предполагается вклад вулканомиктового материала основного состава, соответствуют глинистым сланцам.

Большинство литотипов терригенных отложений байкальской серии соответствуют нормальным осадочным породам. В целом голоустенские песчаники характеризуются более высокими содержаниями SiO_2 и $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, чем песчаные породы качергатской свиты (табл. 1). Это предполагает, что в голоустенское время в областях размыва преобладали кислые породы. В верхней части качергатской свиты выделено несколько туффитовых горизонтов небольшой мощности (0.2—1.5 м). Туффитам свойственно повышенное содержание MgO (около 4 мас. %). Значения генетических модулей — гидролизатного (0.41), алюмокремниевое (0.25), фемического (0.14) и титанового (0.73) — указывают на вулканомиктовую природу этих отложений [Юдович, Кетрис, 2000]. Упомянутые выше различия литологических и геохимических характеристик песчаников голоустенской и качергатской свит связаны с важными изменениями в питающих провинциях. Согласно диаграмме Б. Розера и Р. Корше [Roser, Korsch, 1986], накопление нижней части голоустенской свиты байкальской серии происходило во внутриконтинентальных обстановках, верхние горизонты голоустенской свиты и улунтуйские осадки накапливались в прибрежно-морских шельфовых обстановках пассивной континентальной окраины (рис. 5). Во время отложения качергатской свиты происходит

Рис. 5. Реконструкция палеогеодинамических обстановок осадконакопления терригенных отложений байкальской и оселковской серий.

ИК — внутриконтинентальные обстановки, РМ — пассивная континентальная окраина, АСМ — активная континентальная окраина, А1 — обстановка молодой островной дуги, А2 — обстановка зрелой островной дуги. 1, 2 — байкальская серия: 1 — голоустенская и улунтуйская свиты, 2 — качергатская свита; 3 — оселковская серия.

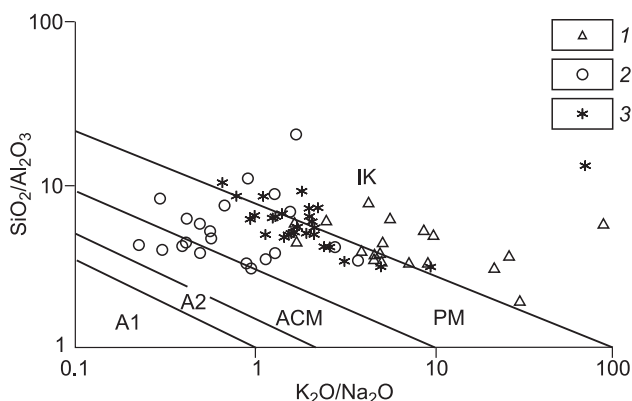


Таблица 1. Содержание петрогенных (мас. %), редких и редкоземельных элементов (г/т) в отложениях байкальской серии

Компонент	Голоустанская						Качергатская	
	Алеврит	Мелкозернистые песчаники		Крупнозернистые песчаники	Карбонатные породы		Алевролит	Песчаный туффит
	BC01/8	BC01/16	BC01/12	BC01/15	BC01/9	BC01/14	BC01/4	BC01/20
SiO ₂	68.88	71.64	63.11	95.05	1.46	4.35	63.63	58.44
TiO ₂	0.66	0.78	1.35	0.28	0.04	0.04	0.91	1.03
Al ₂ O ₃	10.70	12.10	19.90	2.75	0.50	0.45	14.85	14.9
Fe ₂ O ₃	0.78	4.26	1.30	—	0.14	1.28	1.35	1.43
FeO	6.37	2.59	3.76	—	1.41	1.21	5.18	6.55
MnO	0.03	0.04	0.03	0.02	0.29	0.13	0.08	0.13
MgO	4.26	1.33	1.61	0.13	19.55	18.35	2.97	4.37
CaO	1.54	—	—	—	30.83	29.42	1.34	2.52
Na ₂ O	0.37	0.05	0.22	0.07	0.02	0.03	1.06	2.04
K ₂ O	2.08	4.28	4.65	1.15	0.15	0.02	2.91	2.6
P ₂ O ₅	0.17	0.06	0.07	0.05	0.03	0.03	0.15	0.19
H ₂ O	0.12	0.08	0.22	—	0.13	0.05	0.15	0.28
П.п.п.	3.76	2.86	3.78	0.12	9.79	2.29	4.26	4.49
CO ₂	0.77	—	—	—	35.73	42.63	1.1	0.99
Li	62	39	67	2	10	8	52	56
Rb	83	139	176	29	5.05	4.60	111.90	101.40
Sr	30	80	90	30	73.80	78	133	202
Co	7.8	15	14	4.50	6.50	5.50	15	26
Ni	45	29	90	6.20	—	—	65	78
Sc	11.6	5.40	18.10	2.70	0.30	0.20	17	21
V	69	36	77	12	13	10	150	140
Cr	67	52	170	13	16	н/о	110	170
Cu	13	19	35	9.20	11	4.40	42	100
Y	31.85	18.70	28.40	20.69	6.09	3.80	23.70	25.80
Zr	122.40	150.60	201.60	105.80	3.30	2.57	147.80	107.50
Nb	21.30	11.43	11.97	1.98	0.30	0.20	11.50	24.10
Sn	1.70	1.79	2.94	0.53	0.07	0.14	2.28	2.36
Cs	0.90	5.28	7.05	5.23	0.17	0.19	9.51	8.65
Ba	518.00	662.40	814.07	158.54	21.60	11.37	529.67	577.10
La	56.70	42.15	59.99	29.65	3.67	3.24	40.28	36.39
Ce	105.27	77.74	133.12	126.94	12.42	10.59	100.49	92.36
Pr	11.08	7.95	14.48	7.17	0.88	0.81	9.27	7.90
Nd	40.93	28.69	56.19	30.24	3.65	3.41	35.55	31.08
Sm	7.27	5.34	10.84	6.51	0.96	0.82	7.13	5.93
Eu	1.14	0.95	1.85	0.97	0.20	0.21	1.20	1.26
Gd	6.25	4.28	7.98	5.78	1.12	0.87	5.41	5.28
Tb	1.00	0.63	1.04	0.71	0.18	0.13	0.75	0.77
Dy	5.46	3.31	5.27	3.41	1.02	0.72	3.95	4.20
Ho	1.05	0.65	0.90	0.65	0.21	0.13	0.75	0.83
Er	2.86	1.90	2.62	1.79	0.55	0.35	2.25	2.35
Tm	0.45	0.30	0.45	0.29	0.08	0.04	0.36	0.38
Yb	2.68	1.78	2.86	1.96	0.41	0.23	2.35	2.44
Lu	0.42	0.29	0.49	0.30	0.05	0.03	0.37	0.37
Hf	3.35	4.61	5.44	2.79	0.08	0.09	3.77	2.88

Компонент	Голоустенская						Качергатская	
	Алевролит	Мелкозернистые песчаники		Крупнозернистые песчаники	Карбонатные породы		Алевролит	Песчаный туффит
		BC01/8	BC01/16		BC01/12	BC01/15		
Ta	2.31	1.54	1.58	0.18	0.02	0.02	1.29	2.58
Pb	13.4	10.6	6.8	5.6	2.4	2	21.98	20.53
Th	15.78	15.56	28.53	5.77	0.57	0.43	13.49	12.44
U	4.47	2.47	4.73	0.81	1.15	0.52	2.7	2.7

Примечание. Анализы проводились в Аналитическом центре ИЗК СО РАН (г. Иркутск). Силикатный анализ — аналитик Н.Ю. Царева, редкие и редкоземельные элементы (методами ICP-MS и эмиссионно-спектральным) — аналитики В.В. Щербань, А.В. Наумова, В.В. Маркова, С.В. Пантеева. Прочерк — ниже предела обнаружения.

смена пассивного тектонического режима юга Сибирской платформы на активный с заложением островных дуг. Свидетельством этого является появление туффитов в верхней части качергатской свиты, что указывает на близость источников поступления вулканогенного материала (см. рис. 5).

Спектры распределения РЗЭ песчаников, алевролитов и аргиллитов голоустенской и качергатской свит однотипны и совпадают как со спектром распределения РЗЭ гнейсогранитов фундамента Сибирской платформы, так и со средним составом верхней постархейской континентальной коры (РААС) [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]. Для всех перечисленных пород характерно обогащение легкими РЗЭ и отрицательная Eu-аномалия (рис. 6). Лишь в кварцевых песчаниках голоустенской свиты, представляющих нижние горизонты байкальской серии, отмечена положительная Ce-аномалия ($Ce/Ce^* = 1.43$), что, возможно, отражает накопление отложений в локальном изолированном бассейне во внутриконтинентальных обстановках и связано с составом матрикса, цементирующим обломки кварца.

Терригенные породы голоустенской и качергатской свит характеризуются Nd модельными возрастными $T_{Nd}(DM)$ в интервале 2.6—2.1 млрд лет (табл. 2), типичными для раннедокембрийских образований Сибирского кратона [Ковач и др., 2000; Попов и др., 2010]. Это свидетельствует о том, что источниками сноса для терригенных отложений байкальской серии являлись докембрийские породы фундамента Сибирской платформы. Исключение составляют туффиты верхней части качергатской серии, имеющие Nd модельный возраст около 1.9 млрд лет (см. табл. 2), что отражает добавку относительно молодого ювенильного пирокластического материала [Летникова и др., 2006].

В результате проведенных исследований получен набор геохимических и изотопных характеристик отложений байкальской серии. Геохимические и Nd изотопные особенности выделенных литотипов терригенных пород указывают на то, что источник сноса материала на протяжении всего времени фор-

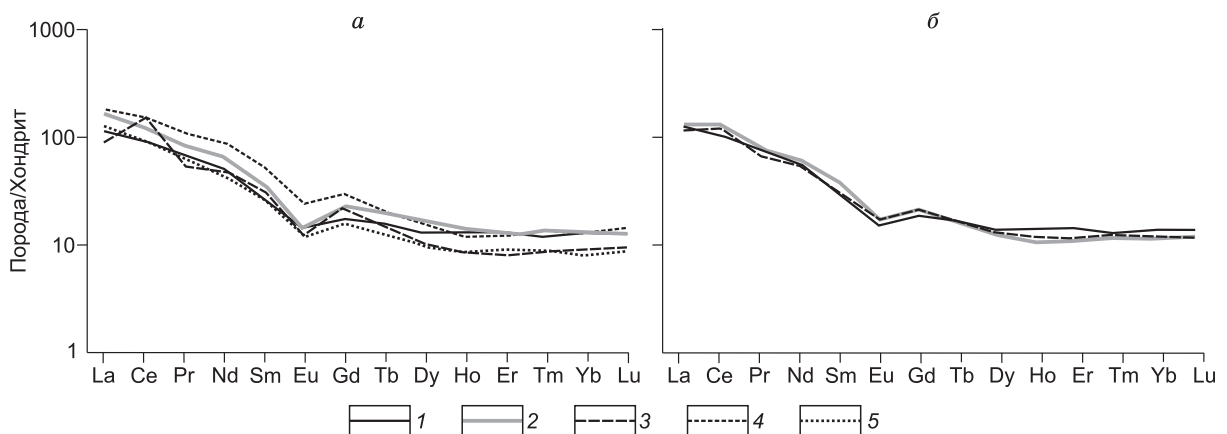


Рис. 6. Распределение РЗЭ в терригенных отложениях голоустенской (а) и качергатской (б) свит байкальской серии и РААС (постархейский средний сланец).

а — 1 — РААС, 2—5 — терригенные отложения голоустенской свиты; б — 1 — РААС, 2, 3 — терригенные отложения качергатской свиты.

Таблица 2. Результаты Sm-Nd изотопных исследований терригенных пород байкальской серии

Номер образца	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} (\pm 2\sigma_{\text{изм.}})$	T, млн лет	$\varepsilon_{\text{Nd}}(0)$	T (DM), млн лет
	мкг/г						
BC01/13	9.34	49.63	0.1138	0.511701 ± 5	600	-18.3	2205
BC01/14	7.43	39.46	0.1138	0.511772 ± 5	600	-16.9	2098
BC01/16	6.73	39.00	0.1043	0.511267 ± 5	600	-26.7	2614
BC01/19	5.67	26.57	0.1289	0.512083 ± 4	600	-10.8	1916
BC01/20	7.40	38.17	0.1171	0.511736 ± 6	600	-17.6	2225

Примечание. Nd изотопные исследования выполнены в ИГД РАН на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-261 в статическом режиме. Уровень холостого опыта составил 0.03—0.2 нг для Sm и 0.1—0.5 нг для Nd. 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 стандарте La Jolla. Точность определения концентраций Sm и Nd составила $\pm 0.5\%$ (2σ), изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} \pm 0.5\%$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 0.005\%$. Средневзвешенное значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандарте La Jolla по результатам 13 измерений отвечает 0.511839 ± 7 (2σ). При анализе Sm-Nd изотопного состава терригенных пород значения Nd модельного возраста относительно деплетированной мантии $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ определены исходя из известных величин [Goldstein, 1988]: $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.21365$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$. Параметр $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$ рассчитан с учетом стратиграфического возраста осадочных пород и современных значений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$ [Jacobsen, 1984] для однородного хондритового резервуара (CHUR).

мирования байкальской серии оставался постоянным и был представлен породами фундамента и чехла Сибирской платформы. Лишь появление туффигов в позднекамергатское время указывает на появление вулканогенных пород в области сноса, сформировавшиеся в обстановках активной континентальной окраины. Геохимические характеристики терригенных отложений байкальской серии могут быть использованы как эталонные для отложений пассивной континентальной окраины Сибирской платформы, так как соответствуют этим геодинамическим обстановкам и сопоставимы с PAAS, принятому за средний состав верхней постархейской континентальной коры [Тейлор, Мак-Леннан, 1988].

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БАЙКАЛЬСКОЙ СЕРИИ

В ходе геохимических исследований на основе разработанной методики [Летникова, 2002, 2005] были изучены карбонатные отложения голоуспенской и улунтуйской свит в районах пос. Большое Голоустное, береговой линии оз. Байкал, пади Черемшанка и водосборной площади р. Куртун (рис. 1).

Карбонатные отложения голоуспенской свиты занимают подчиненное положение в разрезе. Они образуют пачки от нескольких до десятков метров среди терригенных отложений. Казалось бы, в таком случае содержания редких и рассеянных элементов тяжелой фракции, таких как Ti и Zr, должны существенно превышать кларк. Однако отложения голоуспенской свиты формировались как в гидродинамически активных обстановках с накоплением гравелитобрекчий, полимиктовых и кварцевых песчаников, так и в малопроточных водоемах с образованием алевропелитов и тонкослоистых доломитов. Состав обломочного материала гравелитов и песчаников указывает на недалекий перенос обломков временными потоками, а наличие трещин усыхания в кварцевых песчаниках предполагает существование временных изолированных континентальных водоемов. Чередование кварцевых песчаников и доломитов свидетельствует о затоплении пенепленизированной поверхности и начале морской трансгрессии. Таким образом, карбонатные отложения, вероятно, накапливались в мелководных, нередко изолированных континентальных бассейнах, что хорошо согласуется с приведенными выше геохимическими характеристиками терригенных отложений голоуспенской свиты. Итак, содержания элементов тяжелой фракции Ti и Zr имеют нижекларковые и кларковые содержания соответственно (рис. 7, а). Следует отметить, что основным источником сноса для отложений байкальской серии являлись сиалические породы, поэтому кларковые содержания Zr (табл. 3) четко указывают на удаленность от источников сноса и пассивный гидродинамический режим бассейна осадконакопления. Вышекларковые содержания Mn также отражают мелководные окислительные обстановки накопления (рис. 8). Невысокие концентрации Sr в доломитах голоуспенской свиты указывают на то, что, несмотря на накопление в мелководных, нередко изолированных водоемах, вода в этих бассейнах не была повышенной солености. Повышенные концентрации Ba можно связывать с присутствием глинистого материала в некарбонатной составляющей породы, на сорбционном барьере которого этот элемент имеет способность осаждаться.

Элементы-примеси, имеющие вышекларковые значения в карбонатных отложениях голоуспенской свиты, связаны с кислыми (Be, Sn) и основными (Co, Cu, Sc, Rb) источниками сноса (см. рис. 7, б).

Таблица 3. Содержание (г/т) редких и редкоземельных элементов в представительных пробах карбонатных породах байкальской серии

Компонент	K179/99	K18/02	K199/99	K230/99	K27/02	K42/02	K193/99	K160/99	Кларк
Ti	30	5	12	24	5	5	5	42	1200
Mn	340	92	100	123	77	77	54	54	400
Zr	5	11	7	5	8	17	11	26	20
Sr	1080	130	150	130	200	170	92	85	610
Ba	8	8	8	8	8	8	8	8	10
Cr	2.8	2.8	2.8	2.8	2.8	2.8	2.8	2.8	11
Ni	2.8	2.8	2.8	2.8	2.8	2.8	2.8	2.8	2
Co	2.8	2.8	2.8	2.8	2.8	2.8	2.8	2.8	1
V	25	1.2	1.2	25	25	1.2	1.2	25	20
Cu	2.7	1.1	0.9	1.4	1	1.2	1	1.2	4
Sc	2	2	2	3	2	2	3	3	1
Nb	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	3
Y	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	30
Be	0.8	1.2	0.6	0.8	1	1.4	0.8	1.5	0.п
Sn	<1	1	<1	<1	1	1.2	<1	1.2	0.п
La	3.24	3.76	—	—	—	—	—	—	—
Ce	10.59	12.42	—	—	—	—	—	—	—
Pr	0.81	0.8	—	—	—	—	—	—	—
Nd	3.41	3.65	—	—	—	—	—	—	—
Sm	0.82	0.96	—	—	—	—	—	—	—
Eu	0.21	0.2	—	—	—	—	—	—	—
Gd	0.87	1.12	—	—	—	—	—	—	—
Tb	0.13	0.18	—	—	—	—	—	—	—
Dy	0.72	1.02	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. Кларк для карбонатных пород взят из работы [Перельман, 1989].

Причем влияние на геохимический состав карбонатных отложений последнего менее существенно, так как ряд элементов, типоморфных для основных пород, содержится в породе в незначительных количествах, например ванадий и иттрий (см. табл. 3).

Строматолитовые, микрофитолитовые и тонкослоистые карбонатные отложения улунтуйской свиты накапливались в условиях широкого морского мелководья, тогда как алевроглинистые породы

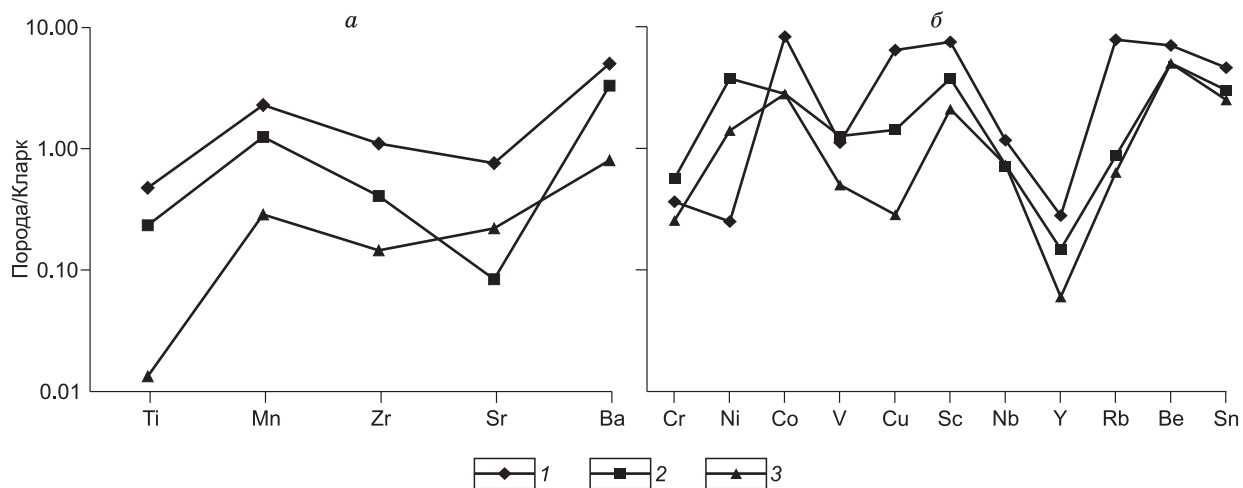


Рис. 7. Распределение основных типоморфных элементов (а) и элементов-примесей (б) в карбонатных отложениях голоустенской и улунтуйской свитах.

Карбонатные отложения: 1 — голоустенской свиты (18 проб); 2, 3 — улунтуйской свиты: 2 — мелководные (11 проб), 3 — глубоководные (глубина относительная, 24 пробы).

средней части свиты — в глубоководных прогибах и на склонах этого палеобассейна. В целом распределение основных типоморфных элементов в карбонатных отложениях улунтуйской свиты ниже, чем в карбонатных породах голоуспенской свиты (см. рис. 7, а). Как известно, строматолиты развиваются в мелководных теплых обстановках, где доля терригенного и глинистого материала минимальна, так как их рост зависит от прозрачности воды [Журавлева и др., 1990]. Это находит свое отражение в распределении элементов тяжелой фракции в породах голоуспенской свиты. Так, для этих отложений характерны очень низкие содержания Ti (от 20 до 300 г/т) и, несмотря на то, что преобладающими источниками сноса являются гнейсограниты и гранитоиды, нижекларковые концентрации Zr, в среднем не превышающие 10 г/т. Поведение Mn в карбонатных отложениях улунтуйской свиты, вероятнее всего, связано с глубиной осадконакопления. В наиболее мелководных осадках, богатых кислородом, содержание этого элемента варьирует от 600 до 350 г/т и в среднем составляет 500 г/т, что несколько выше кларковых значений (см. рис. 7, а). В более глубоководной тонкослоистой части шельфовых карбонатных отложений голоуспенской свиты концентрации этого элемента резко падают и в среднем не превышают 130 г/т (см. табл. 3). Ввиду того, что основная часть разреза этой свиты сложена доломитами, содержания Sr существенно ниже кларка (см. рис. 7, а). Это также является косвенным свидетельством нормальной солености вод бассейна, так как в изолированных водоемах первично-осадочные доломиты имеют достаточно высокие концентрации, наравне с известняками [Карбонаты..., 1987]. Концентрации Ba в карбонатных отложениях голоуспенской свиты незначительны в более глубоководной части разреза и повышаются к мелководным (см. табл. 3, рис. 7, а).

В целом карбонатные отложения голоуспенской свиты содержат невысокие концентрации основных типоморфных элементов, в большинстве случаев ниже кларка. Это связано с накоплением этих осадков в мелководных обстановках на удалении от источников сноса при пассивном тектоническом режиме.

Для карбонатных отложений улунтуйской свиты сохраняются те же источники сноса, что и для нижележащей голоуспенской свиты. Это породы кислой (Be, Sn) и, в меньшей мере, породы основной (Ni, Co, Sc, V, Cu) специализаций. Однако следует отметить, что содержания элементов-примесей в карбонатных отложениях улунтуйской свиты в основном ниже, чем в голоуспенской (см. рис. 7, б).

Содержания РЗЭ в валовых образцах карбонатных отложений голоуспенской свиты варьируют от 22 до 26 г/т, улунтуйской — от 6 до 15 г/т, что на порядок ниже, чем в терригенных отложениях байкальской серии [Летникова и др., 2006]. В целом распределение РЗЭ в карбонатах этих свит не отличается от такового в терригенных отложениях (рис. 8). Спектр РЗЭ в карбонатах характеризуется небольшим обогащением легкими относительно тяжелых редкоземельных элементов (голоуспенские — La/Yb = 6—9.6, улунтуйские — La/Yb = 2.5—4.5) и отчетливо выраженным Eu-минимумом ($Eu/Eu^* = 0.58—0.75$). Отличительной особенностью спектра распределения РЗЭ в голоуспенских карбонатах является положительная Ce-аномалия ($Ce/Ce^* = 1.62—1.68$), не типичная для большинства карбонатных отложений (см. рис. 8). Возможно, это связано с повышенным содержанием марганца в изучаемых отложениях, сорбционные способности которого позволяют избирательно аккумулировать церий [Дубинин, 2006].

Содержания РЗЭ в валовых образцах карбонатных отложений улунтуйской свиты варьируют от 2 до 30 мкг/г, что на порядок ниже, чем в терригенных отложениях серии. В целом распределение РЗЭ в улунтуйских карбонатах не отличается от такового в терригенных отложениях. Спектр РЗЭ в карбонатах характеризуется небольшим обогащением легкими (LREE) относительно тяжелых (HREE) редкоземельных элементов и отчетливо выраженным Eu-минимумом ($Eu/Eu^* = 0.58—0.75$). Отношение LREE/HREE меняется от 3.9 до 5.7, что соответствует субплатформенным обстановкам, а значения Eu/Eu^* типичны для раннепалеозойских карбонатных отложений шельфа обрамления Сибирской платформы [Летникова, 2003].

Следует обратить внимание на распределение РЗЭ в наименее измененных и наиболее чистых известняках улунтуйской свиты, отобранных в результате многоэтапной изотопно-геохимической селекции для проведения Pb-Pb датирования. Впервые для древних карбонатных отложений южного обрамления Сибирской платформы был получен спектр распределения РЗЭ, отражающий преобладающий вклад морской воды в образование осадков (рис. 9).

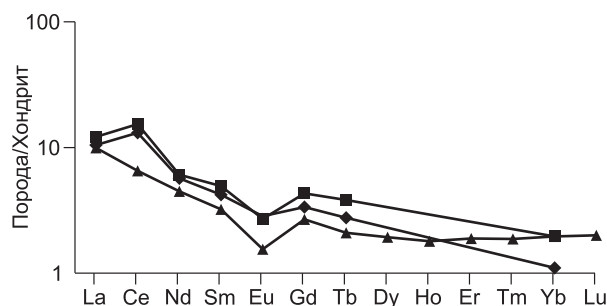
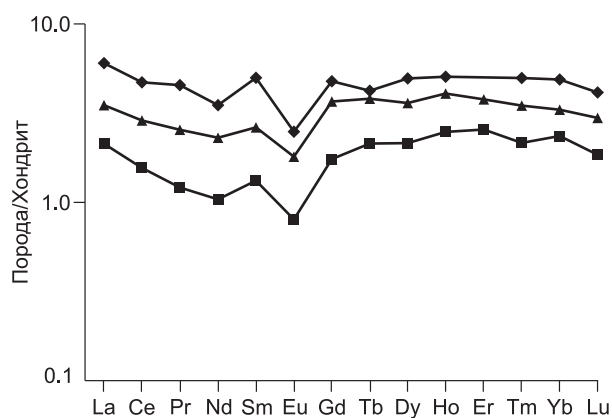


Рис. 8. Распределение РЗЭ в карбонатных отложениях голоуспенской и улунтуйской свит.

Усл. обозн. см. на рис. 7.

Рис. 9. Спектр распределения РЗЭ в хемогенных карбонатных отложениях улунтуйской свиты, отражающий значительный вклад морской воды в формирование осадков.

Усл. обозн. см. на рис. 7.



Им свойственно обогащение HREE относительно LREE, что указывает на осаждение растворенных тяжелых лантаноидов при садке карбонатного материала [Мигдисов и др., 1994]. Это является одним из свидетельств того, что для Pb-Pb датирования были отобраны пробы карбонатных пород наиболее полно сохранившие первично-осадочные изотопно-геохимические характеристики.

Несмотря на относительно обильную биостратиграфическую изученность отложений байкальской серии, какие-либо прямые изотопно-геохронологические данные о времени их накопления отсутствовали. На протяжении нескольких десятилетий вопрос о возрастном интервале седиментации серии решался преимущественно на основе биостратиграфической корреляции с гипостратотипом (Учуро-Майский регион Сибири) и стратотипом (Южный Урал) рифея, а также с привлечением историко-геологических фактов. Однако корреляции на основе выборочных форм строматолитов и микрофитолитов и попытки сопоставления времени накопления осадков с крупными историко-геологическими событиями обусловили противоречивость во взглядах на возрастные рамки байкальской серии [Хоментовский, 1984; Дольник, 2000; Голубкова и др., 2010]. Одна из конкурирующих точек зрения трактует возраст байкальских отложений как позднерифейский (850—600? млн лет [Хоментовский, 1984, 1996]), а другая — среднерифейский (1050—850? млн лет [Дольник, 2000]). При этом другими исследователями показано, что присутствие в верхнедокембрийских отложениях комплексов Сибирской платформы акантоморфных акритарх пертататакского типа является биостратиграфическим критерием выделения нижнего отдела вендской системы [Голубкова и др., 2010]. Этот вывод согласуется с полученными нами ранее результатами по Rb-Sr систематике карбонатных пород улунтуйской свиты [Летникова и др., 2006; Kuznetsov et al., 2013].

Изучение Rb-Sr систематики карбонатных пород проводилось в обогащенной карбонатной фазе, согласно процедуре, описанной в работе [Горохов и др., 1995]. Перед растворением в 10%-й уксусной кислоте образец предварительно обрабатывали 1N раствором ацетата аммония, что позволяло частично удалять эпигенетические карбонатные фазы. Измерение изотопного состава Sr осуществлялось на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-261 (ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург). Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в стандартном образце NIST SRM-987 в период работы составило 0.71026 ± 0.00001 ($2\sigma_{\text{средн.}}$, $n = 6$).

Доломиты голоуспенской свиты ($\text{Mg}/\text{Ca} = 0.54\text{—}0.57$) формировались по карбонатным осадкам с низким содержанием Sr (49—80 мкг/г). Они характеризуются высокими отношениями Mn/Sr (1.2—2.7), Fe/Sr (5.1—16.0) и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.71094—0.71483), что предполагает существенное нарушение исходных Rb-Sr систем доломитов, вероятно, при поступлении эпигенетического флюида из подстилающих терригенных и гранитных пород. Первичные карбонатные осадки улунтуйской свиты были сложены арагонитом и высокомагнезиальным кальцитом ($\text{Mg}/\text{Ca} < 0.17$). Известковистые доломиты ($\text{Mg}/\text{Ca} = 0.44\text{—}0.48$) были образованы на стадии раннего диагенеза. Для известняков типичны высокие содержания Sr (до 3260 мкг/г) и невысокие отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.70842—0.70982), тогда как доломитам свойственны пониженные содержания Sr (130—350 мкг/г) и повышенные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.70924—0.70967). Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в наименее измененных известняках ($\text{Mg}/\text{Ca} < 0.03$, $\text{Mn}/\text{Sr} < 0.2$ и $\text{Fe}/\text{Sr} < 5.0$) улунтуйской свиты варьирует в пределах 0.70842—0.70872 и характеризует изотопный состав стронция в среде седиментации байкальского времени. Более подробно результаты геохимических и Sr изотопных исследований приведены в работе [Kuznetsov et al., 2013].

Sr-изотопная характеристика байкальских карбонатных осадков существенно отличается от аналогичной характеристики карбонатных отложений во всех изученных разрезах верхнего рифея: лахандинская серия Восточной Сибири, карбонатные породы Туруханского поднятия, каратавская серия Южного Урала, серия Шалер Канады, серия Академикербрен Шпицбергена и формация Биттер Спрингс Австралии, где отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ варьирует в пределах 0.70519—0.70686 [Горохов и др., 1995; Кузнецов и др., 2003]. Полученная Sr-изотопная характеристика улунтуйских карбонатов не находит аналогов и в среднерифейских отложениях Восточной Сибири — керпильской серии [Семихатов и др., 2002]. Согласно перечисленным выше Sr-изотопным характеристикам, карбонатные отложения улунтуйской

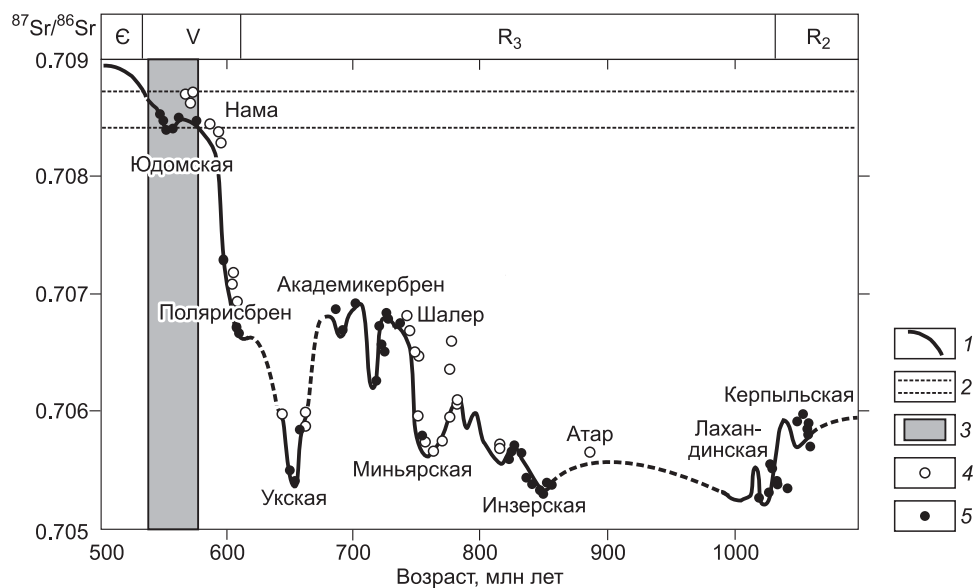


Рис. 10. Кривая вариаций отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде рифея и венда.

1 — кривая вариаций отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ [Горохов и др., 1995; Семихатов и др., 2002; Кузнецов и др., 2003]; 2 — ограничительные линии для отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в наименее измененных известняках улунтульской свиты; 3 — вероятный возрастной интервал, соответствующий времени накопления известняков улунтульской свиты; 4, 5 — изотопный состав стронция опорных разрезов [Кузнецов и др., 2003] (подразделения подписаны на рисунке) для образцов: 4 — наименее измененных известняков, 5 — перекристаллизованных известняков.

свиты байкальской серии коррелируются с породами верхнего венда (рис. 10). Подобные изотопные характеристики Sr и C выявлены для вендских карбонатных отложений Патомского нагорья [Покровский и др., 2006], Батеневского кряжа [Летникова и др., 2011], Тувино-Монгольского микроконтинента [Вишневская, Летникова, 2013] и др. Проведенное в дальнейшем определение U-Pb изохронного возраста карбонатов улунтульской свиты байкальской серии подтвердили эту точку зрения. Выделенные наиболее сохраненные фракции образцов образуют Pb-Pb изохрону, отвечающую возрасту 560 ± 30 млн лет при СКВО = 0.6 [Kuznetsov et al., 2013].

Полученные Sr-изотопные характеристики вступают в противоречие с теми историко-геологическими и биостратиграфическими данными, которые требуют отнесения отложений байкальской серии к рифею [Хоментовский, 1984; Дольник, 2000]. Так, Sr и U-Pb изотопные характеристики показывают, что накопление улунтульских отложений байкальской серии происходило в позднем венде (около 550 млн л.н.).

Таким образом, на основе литологических, геохимических и изотопных свойств терригенные и карбонатные отложения улунтульской и качергатской свит байкальской серии являются типичными представителями вендских шельфовых отложений Сибирской платформы и в дальнейшем их геохимические и изотопные характеристики могут быть использованы при реконструкциях обстановок седиментогенеза менее изученных осадочных комплексов в краевых частях Сибирской платформы. Наиболее вероятно, что и отложения нижней части этой серии (голоустенская свита), накапливались позже оледенения Морино (630 млн лет), так как длительный перерыв в накоплении повлек бы смену источников сноса. Закономерная же смена обстановок седиментации от внутриконтинентальных к морским, постоянство источников сноса, биостратиграфические данные [Голубкова и др., 2010] указывают на накопление всех отложений байкальской серии в венде.

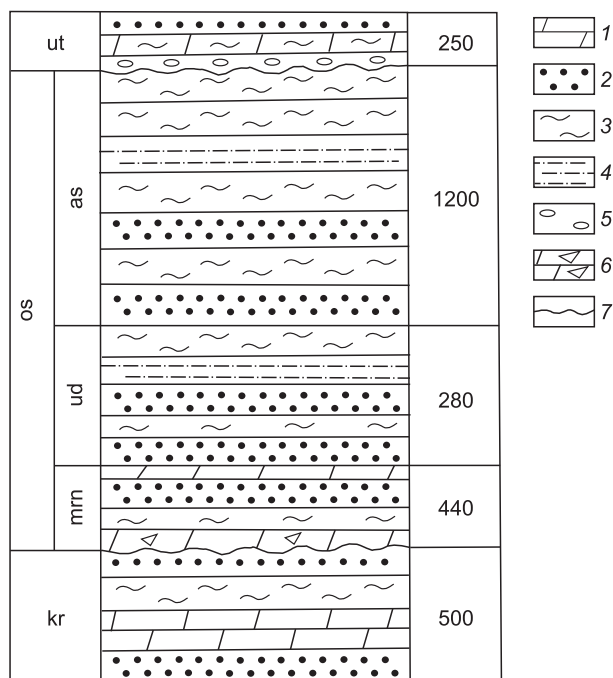
ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ОСЕЛКОВОЙ СЕРИИ

Отложения позднего докембрия оселковой серии широко развиты в пределах Бирюсинского Приаянья (см. рис. 1), где они с размывом залегают на различных частях разреза карагасской серии. В пределах этой структуры нигде не зафиксировано налегание пород рассматриваемой серии на кристаллический фундамент Сибирской платформы.

Оселковая серия подразделяется на три свиты: марнинскую (mgn), удинскую (ud) и айсинскую (as) (рис. 11). В основании марнинской свиты базальные горизонты представлены валунными конгломератами

Рис. 11. Стратиграфическая колонка отложений оселковой серии Бирусинского Присяянья.

1 — доломиты; 2 — песчаники; 3 — алевролиты; 4 — аргиллиты; 5 — конгломераты; 6 — брекчиевидные карбонатные породы; 7 — залегание с размывом. Серии: kr — карагасская, os — оселковая, ut — усть-тагульская. Цифры — средние мощности свит (м).



тами и грубозернистыми песчаниками, сменяющимися вверх по разрезу чередованием аргиллитов, алевролитов и песчаников, в том числе кварцевых. Мощность свиты достигает более 600 м. Удинская свита представлена гравелитами и крупнозернистыми песчаниками в основании и переслаиванием алевролитов и редких горизонтов карбонатных пород выше по разрезу. Песчаники в разрезе варьируют от литокластического до кварцевого состава. Мощность до 550 м. К айсинской свите по р. Бирусина относят пестроцветные тонкочередующиеся пачки алевролитов и аргиллитов с редкими прослоями песчаников общей мощностью до 700 м. На алевролитах айсинской свиты согласно залегает начинающаяся с красноцветных конгломератов фаунистически охарактеризованная усть-тагульская свита, накапливавшаяся не ранее немакит-далдынского яруса венда [Кочнев, Карлова, 2010].

Что касается возраста и стратиграфического положения оселковой серии, в настоящее время существует несколько точек зрения. В ряде работ [Брагин, 1985; Шенфиль, 1991; Дольник, 2000; Хоментовский, 2002] отстаивается верхнерифейский возраст оселковой серии, и граница рифея—венда проводится по основанию усть-тагульской свиты. С другой стороны, на основе межрегиональных стратиграфических корреляций возраст отложения оселковой серии определяется как вендский [Советов, Комлев, 2005].

Ввиду того, что терригенные отложения оселковой серии по всему разрезу имеют близкие изотопные и геохимические характеристики, их петрографические особенности рассмотрены без деления на свиты. Так, к наиболее крупнозернистым разностям можно отнести светло-серые кварцевые песчаники, обломочная часть которых представлена псефитовыми разностями, при подчиненном количестве мелкозернистых псаммитовых размерностей.

Для крупнозернистых песчаников нижней части оселковой серии характерна равномерно-зернистая структура с изометрической формой обломков, реже встречаются удлиненные угловатые. В песчаниках средней части разреза, напротив, преобладают более остроугольные формы разноразмерного кластического материала.

Песчаники сложены на 70—80 % разноразмерными обломками кварца и литокластами кварцитов, что позволяет отнести их к кварцевым. Среди второстепенных выделяются плагиоклаз (до 10 %), от крупных лейстов до мелкозернистых минералов, и обломки осадочных пород (до 10 %). Среди акцессорных минералов встречаются турмалин в виде хорошо выраженных прямоугольных кристаллов темно-желтого цвета, удлиненные лейсты мусковита, циркона и редкие обломки железистых пород. Угловатая форма обломков, плохая сортированность крупнозернистых песчаников, составляющих среднюю часть разреза рассматриваемой свиты, свидетельствуют о том, что их накопление происходило ближе к источнику сноса, чем седиментогенез тех же песчаников, которые слагают нижнюю часть разреза. Состав обломков указывает на то, что источниками сноса для этих песчаников являлись гранитоиды.

Широко распространенными в разрезе оселковой серии являются серые мелкозернистые песчаники. В нижней части разреза они характеризуются мелкозернистой псаммитовой структурой с изометричной и реже удлиненной формой обломков. Зерна в основной своей массе слабо окатаны. Порода плохо сортирована, так как встречаются достаточно крупные обломки песчаной размерности кварца и обломки пород на фоне мелких зерен. Эти песчаники по своему составу полимиктовые. Породообразующими обломками являются кварц (30—50 %), кремнистые и глинистые породы (20—60 %), плагиоклаз (более 10 %). Среди акцессорных минералов встречаются циркон, апатит, рутил. Как и в крупнозернистых песчаниках, но в меньшем количестве, присутствует турмалин. Мелкозернистые песчаники, расположенные выше по разрезу, отличаются от нижележащих присутствием среди обломков повы-

шенного количества циркона (до 5—8 %) и единичных извилистых лейстов мусковита, встречаются гетит и рутил. Слабая окатанность и удлинённая форма зерен, а также состав обломочной части мелкозернистых песчаников свидетельствуют о недалеком переносе обломочного материала. Для песчаников, расположенных в верхней части разреза оселковой серии, типична мелкозернистая псаммитовая структура с изометрической формой зерен. Зерна в большей своей массе хорошо окатанные, но также встречаются единичные угловатые обломки. Главные компоненты породы — кварц с размером зерен, превосходящим другие, и обломки глинистых пород (40—45 %). Второстепенные обломки представлены плагиоклазом и хлоритом (оба от 3 до 10 %). Такие слюдяные минералы, как мусковит и биотит, встречаются очень редко и имеют мелкозернистую размерность. К вторичным относятся карбонатные стяжения. Отличительной чертой данных песчаников является наличие аутигенного пирита. Источники сноса для мелкозернистых песчаников оселковой серии остаются такими же, как и для предыдущей группы. Это граниты и гранитоиды, глинистые и кремнистые породы.

Алевриты и алевропелиты имеют серо-зеленоватые и темные тона окраски, алевритовую структуру с изометрической формой зерен и слагают основную часть разреза оселковой серии. Зерна большинства обломков неокатанные, кварц имеет угловатую форму. Обломки представлены глинистыми минералами (60—65 %) и кварцем (20—35 %). Среди второстепенных минералов отмечаются плагиоклаз, для которого характерны хорошо видимые тонкие полисинтетические двойники с угасанием \perp (010) 12° и мусковит. Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом и незначительным количеством рудных минералов. Хлорит как вторичный минерал равномерно распространен в породе. Именно среди этого типа отложений оселковой серии при дальнейших изотопно-геохимических исследованиях были диагностированы туффиты основного состава.

При использовании программы MINLITH [Розен, 2003] был получен состав глинистой составляющей пород оселковой серии. В пределах отдельных групп пород варьируется общее количество глинистого вещества (от 30 до 60 %). В основном изменяется количество иллита, при практически неизменных содержаниях хлорита и монтмориллонита. Следует отметить, что отсутствие или малое количество иллита в изучаемых отложениях может свидетельствовать об их первом цикле седиментации, так как этот минерал образуется как при выветривании, так и при диагенезе и крайне устойчив в дальнейшем, таким образом, имеет тенденцию к обогащению рециклированных осадков [Cox, Lowe, 1995]. Для пород, диагностированных как туффиты, характерно повышенное содержание хлорита.

Анализ минерального состава выделенных литотипов терригенных отложений оселковой серии Бирюсинского Присяяня показал, что основными породами среди источников сноса являются гранитоиды, так как среди обломков преобладают кварц, кислый плагиоклаз, микроклин, мусковит, биотит, встречаются циркон, апатит, турмалин. В подчиненном количестве среди источников сноса присутствовали более древние осадочные комплексы Сибирской платформы. При этом стоит отметить, что ниже лежащая карагасская серия не участвовала в поставке обломочного материала для отложений оселковой серии. Основную массу терригенных пород этой серии можно отнести к осадкам первого цикла седиментации. Удаленным источником поступления материала в виде примеси пирокластике в верхней части разреза оселковой серии можно предполагать андезибазальтовый магматизм на сопредельных территориях с бассейном седиментации.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ОТЛОЖЕНИЙ ОСЕЛКОВОЙ СЕРИИ

Как уже отмечалось выше, несмотря на многолетнее изучение терригенных отложений Бирюсинского Присяяня, за рамками исследований оставались их геохимические характеристики. Поэтому авторами для выделенных при петрографических исследованиях литотипов отложений Бирюсинского Присяяня был проведен геохимический анализ. Терригенные отложения оселковой серии по своим литохимическим характеристикам классифицируются как аркозы, лититы, вакки, глинистые сланцы (рис. 12). Представительная группа вакков в оселковой серии обусловлена значительным количеством слюдяного материала в породе. Следует отметить, что в поле глинистых сланцев попали породы, которые ранее были отнесены нами к туффитам. На основании повышенного содержания MgO (более 3 %) и значения фемического модуля ($FM = (FeO + Fe_2O_3 + MgO)/SiO_2$) более 0.2 в этих глинистых сланцах, согласно классификации осадочных пород Я.Э. Юдовича и М.П. Кетрис [2000], они могут относиться к пирогенным образованиям. Повышенные содержания магния в них связаны с большим количеством хлорита в породе, что свойственно базитовой пирокластике. Следует отметить, что именно для этих пород в дальнейшем были получены более молодые модельные возрасты относительно других терригенных пород оселковой серии.

Выводы на основе петрографических исследований о составе пород питающих провинций нашли свое подтверждение при геохимическом анализе (рис. 13). Так, очевидно, что основным источником сноса для отложений оселковой серии Бирюсинского Присяяня послужили породы гранитоидного со-

Рис. 12. Классификация терригенных отложений оселковой серии на основании диаграммы М.М. Хирона [Herron, 1988].

става. При этом в разрезе представлены как осадки первого цикла, образовавшиеся в результате разрушения магматических пород, так и рециклированные, где произошло неоднократное переотложение обломочного материала более древних осадочных пород.

Содержания РЗЭ в терригенных отложениях оселковой серии варьируют от 130 до 170 г/т, их распределение характеризуется пологим трендом ($LREE/HREE = 2.6$) и положительной Eu-аномалией ($Eu/Eu^* = 0.65—0.73$). Идентичность спектров распределения редкоземельных элементов (рис. 14) в породах оселковой серии и РААС, принятый во всем мире за средний состав верхней континентальной коры, свидетельствует о накоплении осадков этой серии в пределах шельфа открытого морского бассейна, где происходило интенсивное перемешивание обломочного материала из различных источников сноса и усреднение геохимического состава отложений.

С целью более корректной оценки вероятных источников сноса был исследован изотопный состав Sm и Nd неопротерозойских терригенных пород Бирюсинского Присяянья (табл. 4). При расчете Nd модельного возраста и ϵ_{Nd} использованы современные величины отношений для деплетированной мантии и CHUR [Jacobsen, Wasserburg, 1984; Goldstein, Jacobsen, 1988], значения параметра ϵ_{Nd} рассчитаны для оселковой серии на $T = 600$ млн лет, согласно стратиграфическим построениям, находкам органических остатков и проведенному U-Pb датированию детритовых цирконов оселковой серии (см. далее).

Породы оселковой серии характеризуются Nd модельным возрастом — $T(DM) = 1.7—2.1$ млрд лет и отрицательными значениями ϵ_{Nd600} от -4.2 до -9 (см. табл. 4). Подобные изотопные характеристики типичны для отложений, образовавшихся в результате размыва пород палеопротерозойской изотопной провинции юга Сибирской платформы [Коваленко и др., 2003; Туркина и др., 2007; Урманцева и др., 2012]. Следует отметить, что минимальный модельный возраст принадлежит породе, классифицированной на основании петрографических и геохимических характеристик как туффит. Понижение этого значения до 1.74 произошло в результате смешения древнекорового и более молодого ювенильного базитового материалов в пределах шельфа Сибирской платформы.

Накопление отложений оселковой серии в пределах обширного шельфа Сибирской платформы нашло свое отражение в данных цирконометрии, полученных для двух проб из средней части разреза (правый борт р. Бирюса, район пос. Нерса, $55^{\circ}00.031'$ с.ш., $98^{\circ}01.134'$ в.д.). Выделение цирконов для U-Pb датирования проводилось в Аналитическом центре ИГМ СО РАН, г. Новосибирск по стандартной методике, основанной на сочетании магнитной сепарации и разделения в тяжелых жидкостях. Подготовка навесок монофракций цирконов для изотопного

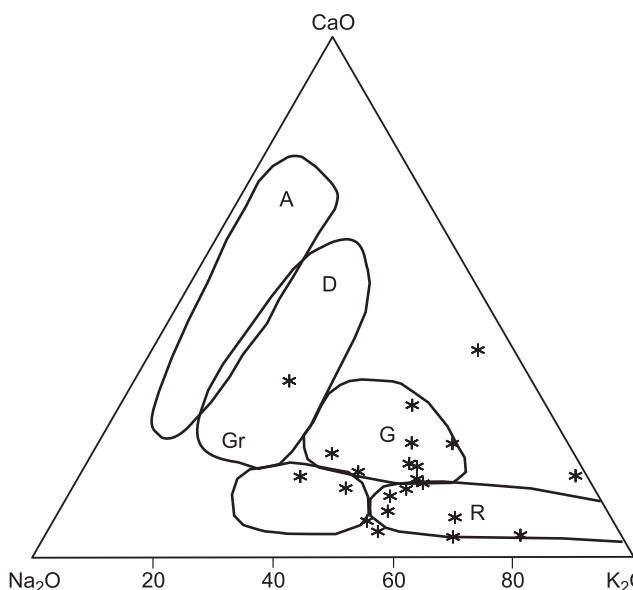
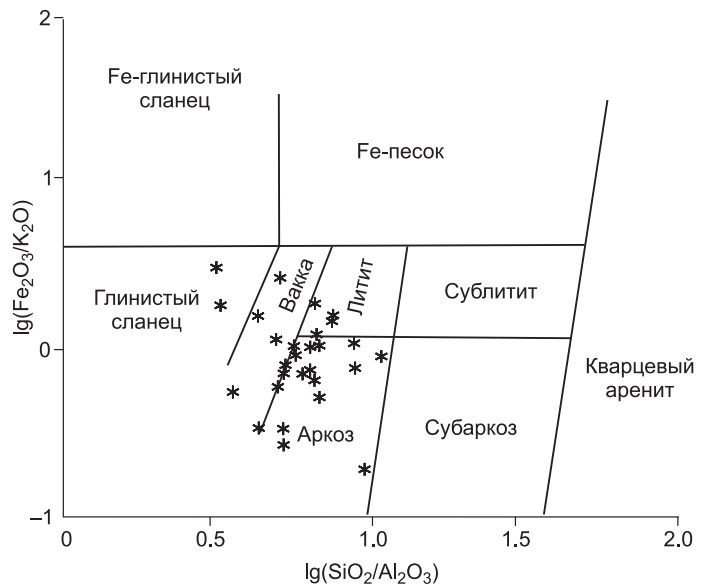


Рис. 13. Источники обломочного материала для терригенных пород оселковой серии на основании диаграммы М.Р. Бхатия [Bhatia, 1983].

Породы источников сноса — см. рис. 3.

Таблица 4. Содержания петрогенных (мас. %), редких и редкоземельных элементов (г/т) в отложениях оселковой серии

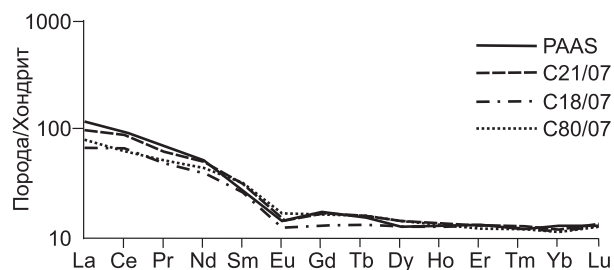
Компонент	C18/07	C80/07	C74/07	C78/07	C83/07	C20/07	C65/07
SiO ₂	79.54	71.83	66.23	68.67	69.25	58.18	52.33
TiO ₂	0.85	0.65	0.80	0.66	0.71	0.99	0.86
Al ₂ O ₃	9.2	12.13	15.60	12.51	13.55	18.10	16.83
Fe ₂ O ₃	0.97	1.31	0.87	2.04	0.60	6.12	5.54
FeO	3.12	4.02	4.48	3.85	4.62	2.86	10.82
MnO	0.10	0.08	0.06	0.15	0.07	0.08	0.12
MgO	1.75	2.50	3.05	2.58	2.63	3.19	2.84
CaO	0.38	0.80	0.3	1.47	0.55	0.18	1.36
Na ₂ O	1.16	0.92	1.0	0.96	1.08	0.70	0.2
K ₂ O	0.91	1.92	2.64	1.99	2.27	3.44	1.87
P ₂ O ₅	0.15	0.17	0.11	0.26	0.13	0.10	0.67
H ₂ O ⁻	0.15	0.33	0.36	0.26	0.25	0.74	0.62
П.п.п.	2.07	3.09	4.45	3.23	3.64	4.85	6.41
CO ₂	0.11	0.58	He обн.	1.07	0.41	He обн.	He обн.
La	21.90	25.97	2.50	2.50	18.4	31.22	18.4
Ce	55.80	52.74	4.70	4.70	37	74.23	37
Pr	6.20	6.57	0.65	0.65	4.7	7.91	4.7
Nd	24.90	27.62	2.4	2.40	19.20	31.22	19.2
Sm	5.30	6.38	0.75	0.75	4.50	6.55	4.5
Eu	0.95	1.29	0.17	0.17	1.40	1.15	1.40
Gd	3.55	4.56	0.78	0.78	5.0	4.45	5.0
Tb	0.65	0.81	0.19	0.19	0.86	0.79	0.86
Dy	4.29	4.69	1.15	1.15	4.60	4.79	4.6
Ho	0.96	1.00	0.27	0.27	0.99	1.02	0.99
Er	2.74	2.69	0.85	0.85	2.80	2.85	2.8
Tm	0.42	0.41	0.13	0.13	0.39	0.43	0.39
Yb	2.53	2.47	0.88	0.88	2.30	2.61	2.3
Lu	0.43	0.43	0.14	0.14	0.32	0.45	0.32
Rb	117	66	86	86	0.97	148	73
Sr	42	39	40	40	561	38	57
Y	16.2	28	7.10	7.10	27	34	49
Zr	228	367	101	101	109	180	164
Nb	10.7	13.40	8.50	8.5	13.40	15.4	13.0
Cs	0.75	2.50	3.0	3.0	0.056	6.1	2.6
Ba	489	301	307	307	13.20	552	387
Hf	6.20	9.50	2.70	2.70	2.7	4.9	4.5
Ta	0.84	1.01	0.57	0.57	0.78	1.11	0.77
Th	10.8	15.10	6.40	6.40	2.50	12.5	12.9
U	2.70	2.60	1.65	1.65	0.47	2.4	3.9

Примечание. Анализы проводились в Аналитическом центре ИЗК СО РАН (г. Иркутск). Силикатный анализ — аналитик Н.Ю. Царева, редкие и редкоземельные элементы (методами ICP-MS и эмиссионно-спектральным) — аналитики В.В. Щербань, А.В. Наумова, В.В. Маркова, С.В. Пантеева.

анализа осуществлялась вручную под бинокулярным микроскопом. Изучение морфологии и внутреннего строения кристаллов цирконов проводилось в проходящем и отраженном свете. Внутреннее строение цирконов также было изучено по катодолуминесцентным изображениям. U-Pb изотопные измерения цирконов выполнены в Государственной ведущей лаборатории геологических процессов и минеральных ресурсов, Китайского университета геологических наук, Вухан (State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences, Wuhan) на плазменном масс-спектрометре Agilent 7500a. В качестве внешнего стандарта для U-Pb датирования был использован циркон

Рис. 14. Распределение РЗЭ в терригенных отложениях оселковой серии и PAAS.

91500. Детали методики описаны в [Liu et al., 2010a,b]. Измеренные величины обработаны с помощью программ ICPMSDataCal и Isoplot/Ex v.3.41. Погрешности единичных анализов (отношения и возраст) приняты на уровне $\pm 1\sigma$. При обсуждении полученных результатов рассматривались цирконы с конкордантностью более 90 % (табл. 5).



С одной стороны, существенный вклад обломочного материала привнесли палеопротерозойские магматические (1.9—2.1 млрд лет) и метаморфические (1.86—1.88 млрд лет) породы, при подчиненном участии неархейских первично-магматических образований (2.6—2.7 млрд лет) (рис. 15). Более молодой источник обломочного материала существовал на границе мезо- и неопротерозоя (1.0—1.1 млрд лет). Следующая достаточно обширная популяция детритовых цирконов имеет возраст около 800 млн лет и представлена как магматическими, так и, возможно, метаморфическими разностями. Наиболее молодой возраст имеют два обломочных циркона неясного генезиса — около 650 млн л.н.

Минимальный определенный возраст из всех изученных цирконов составляет 652 млн лет и свидетельствует о том, что накопление отложений оселковой серии началось позже этого времени, поэтому можно утверждать, что седиментация этой серии происходила в венде, так как ее перекрывают кембрийские породы усть-тагульской свиты.

Проведенные исследования детритовых цирконов терригенных отложений оселковой серии позволили установить обширные этапы магматической активности в пределах юго-западной части Сибирской платформы в палеопротерозое (1.9—2.1 млрд лет) и неархее (2.6—2.7. млрд лет). Эти данные хоро-

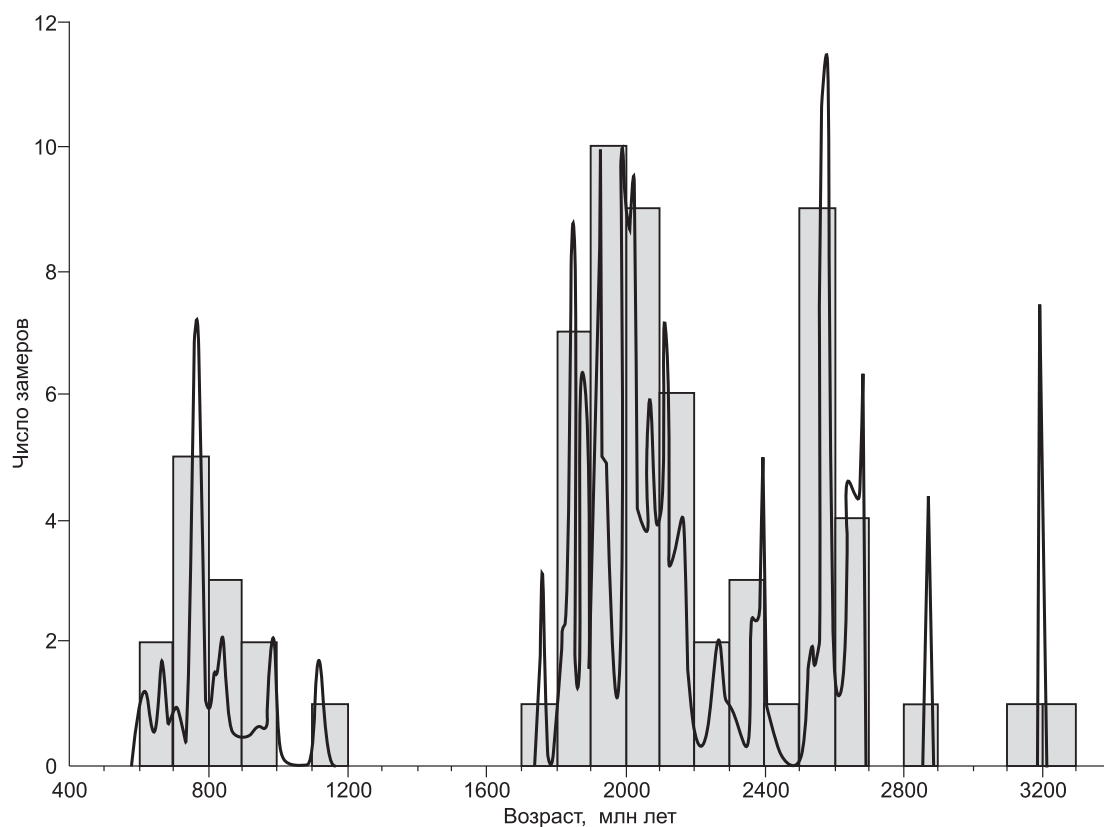


Рис. 15. Возрастные интервалы образования цирконов из терригенных отложений оселковой серии.

62 циркона с конкордантными значениями, см. табл. 6. Сплошная линия — кривая плотности вероятности распределения возрастов обломочных цирконов (программа Isoplot/Ex v.3.41).

Таблица 5. Изотопные Sm-Nd данные для терригенных отложений оселковой серии Бирюсинского Присяяня

Номер пробы	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	T	$T(\text{DM})$	$T(\text{DM})-2\text{st}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$
	г/г							
M15/07	6.259	31.86	0.11877	0.512065	600	1740	1754	-4.2
C18/07	5.174	25.98	0.12037	0.511846	600	2124	2119	-8.6
C20/07	7.416	37.53	0.11946	0.511936	600	1960	1967	-6.8
C23/07	5.963	31.94	0.11285	0.511856	600	1952	2047	-7.8
C65/07	12.32	46.02	0.16185	0.512050	600	3216	2097	-8.4
C71/07	6.365	32.29	0.12294	0.511942	600	2024	1983	-7.0

Примечание. T — возраст стратиграфического подразделения, принятый для расчета $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ и $T(\text{DM})-2\text{st}$. При анализе Sm-Nd изотопного состава терригенных пород значения Nd модельного возраста относительно деплетированной мантии $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ определены исходя из известных величин [Goldstein, 1988]: $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.21365$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$. Параметр $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ рассчитан с учетом стратиграфического возраста осадочных пород и современных значений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$ [Jacobsen, 1984] для однородного хондритового резервуара (CHUR).

Таблица 6. Конкордантные значения U-Pb датирования детритовых цирконов оселковой серии Бирюсинского Присяяня ($n = 62$)

Номер точки анализа	Изотопные отношения $\pm 1\sigma$			Возраст по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, млн лет $\pm 1\sigma$	Возраст по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, млн лет $\pm 1\sigma$	C, %
	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$			
Обр. К-203-11						
01	0.3562 \pm 0.0032	6.5462 \pm 0.0478	0.1338 \pm 0.0005	2150.0 \pm 6.5	1964.6 \pm 15.5	95
02	0.3315 \pm 0.0027	5.4460 \pm 0.0382	0.1194 \pm 0.0004	1947.8 \pm 5.6	1846.1 \pm 13.3	97
03	0.3371 \pm 0.0031	5.9702 \pm 0.0426	0.1291 \pm 0.0006	2087.0 \pm 8.5	1872 \pm 15.2	94
04	0.5153 \pm 0.0042	12.197 \pm 0.1010	0.1716 \pm 0.0004	2573.8 \pm 3.7	2679.5 \pm 18.0	97
07	0.1409 \pm 0.0011	1.2708 \pm 0.0108	0.0653 \pm 0.0002	787.0 \pm 2.8	850.0 \pm 6.3	97
08	0.3913 \pm 0.0031	6.7603 \pm 0.0529	0.1252 \pm 0.0003	2032.4 \pm 4.3	2129.1 \pm 14.2	97
09	0.4135 \pm 0.0043	8.8306 \pm 0.0972	0.1546 \pm 0.0004	2397.2 \pm 3.9	2231.3 \pm 19.5	96
10	0.1365 \pm 0.0009	1.2414 \pm 0.0085	0.0660 \pm 0.0004	809.3 \pm 11.1	825.0 \pm 5.2	99
15	0.5133 \pm 0.0052	12.0751 \pm 0.1200	0.1706 \pm 0.0004	2564.8 \pm 3.6	2670 \pm 22.0	97
16	0.3901 \pm 0.0029	6.6188 \pm 0.0502	0.1229 \pm 0.0003	1999.1 \pm 4.0	2123.6 \pm 13.3	97
17	0.3788 \pm 0.0032	6.1183 \pm 0.0524	0.1170 \pm 0.0003	1922.2 \pm 4.8	2071.0 \pm 14.9	96
18	0.3633 \pm 0.0032	7.7033 \pm 0.0440	0.1555 \pm 0.0001	2407.1 \pm 20.5	1998.1 \pm 15.2	90
20	0.3624 \pm 0.0043	7.5682 \pm 0.0791	0.1521 \pm 0.0006	2370.1 \pm 7.1	1993 \pm 20.3	91
21	0.4286 \pm 0.0071	10.488 \pm 0.1624	0.1783 \pm 0.0007	2638.0 \pm 6.2	2299.5 \pm 32	92
22	0.4490 \pm 0.0045	10.681 \pm 0.1169	0.1722 \pm 0.0006	2579.9 \pm 6.6	2391.1 \pm 20.0	95
23	0.3428 \pm 0.0024	5.4521 \pm 0.0422	0.1152 \pm 0.0004	1883.6 \pm 11.3	1900.2 \pm 11.7	99
24	0.3739 \pm 0.0024	8.6538 \pm 0.0703	0.1675 \pm 0.0007	2533.0 \pm 8.5	2047.8 \pm 11.2	88
25	0.3906 \pm 0.0027	6.9291 \pm 0.0540	0.1286 \pm 0.0006	2079.6 \pm 7.3	2125.6 \pm 12.5	98
26	0.5112 \pm 0.0036	12.201 \pm 0.1026	0.1729 \pm 0.0008	2586.7 \pm 2.9	2661.8 \pm 15.5	98
27	0.3597 \pm 0.0030	5.5886 \pm 0.0543	0.1125 \pm 0.0006	1842.6 \pm 9.9	1981.1 \pm 14.0	96
28	0.4066 \pm 0.0025	8.0537 \pm 0.0651	0.1436 \pm 0.0009	2271.9 \pm 10.1	2199.4 \pm 11.4	98
29	0.3386 \pm 0.0036	5.6362 \pm 0.0738	0.1206 \pm 0.0008	1965.1 \pm 11.9	1880.0 \pm 17.5	97
31	0.3367 \pm 0.0026	5.9249 \pm 0.1050	0.1280 \pm 0.0023	2071.9 \pm 31.8	1870.8 \pm 12.7	95
32	0.1074 \pm 0.008	0.8972 \pm 0.0090	0.0605 \pm 0.0003	620.4 \pm 13.0	658.1 \pm 4.9	98
33	0.3170 \pm 0.0024	5.1795 \pm 0.0469	0.1185 \pm 0.0006	1944.5 \pm 9.9	1775.4 \pm 11.9	95
34	0.3867 \pm 0.0078	9.0724 \pm 0.1525	0.1735 \pm 0.0012	2591.6 \pm 7.3	2107.8 \pm 36.3	89
35	0.1570 \pm 0.0015	1.5400 \pm 0.0341	0.0708 \pm 0.0010	953.7 \pm 30.7	940.4 \pm 8.4	99
37	0.1213 \pm 0.0013	1.2183 \pm 0.0335	0.0717 \pm 0.0014	988.9 \pm 9.1	738.2 \pm 7.5	90

Номер точки анализа	Изотопные отношения $\pm 1\sigma$			Возраст по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, млн лет $\pm 1\sigma$	Возраст по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, млн лет $\pm 1\sigma$	C, %
	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$			
39	0.1244 \pm 0.0014	1.0808 \pm 0.0157	0.0629 \pm 0.0005	705.6 \pm 17.7	756.0 \pm 8.2	98
40	0.4070 \pm 0.0044	7.1785 \pm 0.0786	0.1278 \pm 0.0002	2069.4 \pm 4.0	2201.3 \pm 20.2	96
42	0.3596 \pm 0.0026	6.5208 \pm 0.0476	0.1314 \pm 0.0002	2117.0 \pm 3.1	1980.7 \pm 12.1	96
43	0.3237 \pm 0.0030	6.5356 \pm 0.0624	0.1471 \pm 0.0014	2313.3 \pm 17.8	1808.1 \pm 14.8	87
46	0.5231 \pm 0.0035	18.155 \pm 0.1191	0.2517 \pm 0.0005	3196.0 \pm 2.3	2712.6 \pm 15.0	90
47	0.4712 \pm 0.0048	11.614 \pm 0.0987	0.1793 \pm 0.0005	2647.2 \pm 4.6	2489.0 \pm 20.8	96
48	0.4535 \pm 0.0048	11.300 \pm 0.1273	0.1804 \pm 0.0004	2657.1 \pm 4.0	2411.1 \pm 21.2	94
49	0.6466 \pm 0.0054	22.556 \pm 0.1887	0.2529 \pm 0.0003	3203.4 \pm 2.5	3214.9 \pm 21.1	99
50	0.3485 \pm 0.0028	6.8425 \pm 0.0824	0.1424 \pm 0.0014	2257.7 \pm 18.2	1927.5 \pm 13.5	91
Обр. К-204-11						
01	0.3263 \pm 0.0036	5.0079 \pm 0.0614	0.1111 \pm 0.0004	1817.6 \pm 7.7	1820.4 \pm 17.4	99
04	0.5390 \pm 0.0043	13.6502 \pm 0.1120	0.1835 \pm 0.0003	2687.0 \pm 2.6	2779.3 \pm 18.2	98
06	0.4736 \pm 0.0032	11.368 \pm 0.0759	0.1740 \pm 0.0003	2598.2 \pm 2.5	2499.6 \pm 14.16	98
07	0.1144 \pm 0.0008	1.0204 \pm 0.0090	0.0645 \pm 0.0002	766.7 \pm 7.4	698.7 \pm 4.7	97
08	0.4388 \pm 0.0059	10.426 \pm 0.1314	0.1726 \pm 0.0004	2583.6 \pm 4.3	2345.7 \pm 26.5	97
10	0.3828 \pm 0.0030	6.2536 \pm 0.0510	0.1183 \pm 0.0003	1931.8 \pm 3.7	2089.6 \pm 14.2	94
11	0.1341 \pm 0.0012	1.2455 \pm 0.0132	0.0671 \pm 0.0003	844.1 \pm 9.3	811.6 \pm 6.7	96
12	0.3798 \pm 0.0029	6.2140 \pm 0.0463	0.1186 \pm 0.0002	1935.5 \pm 3.2	2075.8 \pm 13.5	98
13	0.1590 \pm 0.0013	1.6862 \pm 0.0185	0.0766 \pm 0.0003	1122.2 \pm 8.8	951.6 \pm 7.3	96
14	0.3155 \pm 0.0035	5.6735 \pm 0.0542	0.1309 \pm 0.0007	2110.8 \pm 9.3	1768.1 \pm 17.3	94
18	0.3883 \pm 0.0030	7.3528 \pm 0.1143	0.1360 \pm 0.0013	2177.5 \pm 16.8	2115.1 \pm 14.0	91
20	0.3652 \pm 0.0166	6.3074 \pm 0.3063	0.1243 \pm 0.0005	2020.4 \pm 7.2	2006.8 \pm 78.4	98
21	0.3373 \pm 0.0036	5.4190 \pm 0.0546	0.1166 \pm 0.003	1905.3 \pm 4.0	1874.0 \pm 17.4	99
22	0.3546 \pm 0.0031	6.1273 \pm 0.0507	0.1254 \pm 0.0002	2035.2 \pm 3.8	1956.8 \pm 14.9	99
23	0.3875 \pm 0.0028	6.6364 \pm 0.0487	0.1241 \pm 0.0002	2017.0 \pm 3.2	2111.3 \pm 13.1	98
24	0.3485 \pm 0.0025	5.4426 \pm 0.0392	0.1132 \pm 0.0002	1851.6 \pm 2.3	1927.6 \pm 11.8	97
25	0.1071 \pm 0.0007	0.9545 \pm 0.0078	0.0645 \pm 0.0002	766.7 \pm 9.2	656.2 \pm 4.3	98
28	0.1064 \pm 0.0015	0.9076 \pm 0.0137	0.0617 \pm 0.0003	664.8 \pm 9.2	652.3 \pm 8.7	96
32	0.5453 \pm 0.0043	15.468 \pm 0.1260	0.2056 \pm 0.0004	2871.3 \pm 3.9	2805.7 \pm 18.1	99
34	0.3073 \pm 0.0022	5.7188 \pm 0.0401	0.1350 \pm 0.0004	2165.1 \pm 6.6	1727 \pm 11.2	98
35	0.3462 \pm 0.0028	5.4433 \pm 0.0465	0.1139 \pm 0.0002	1864.8 \pm 36.0	1916.7 \pm 13.7	98
37	0.3783 \pm 0.0029	6.3990 \pm 0.0504	0.1226 \pm 0.0002	1994.8 \pm 3.1	2068.5 \pm 13.8	98
38	0.3475 \pm 0.0024	5.4896 \pm 0.0392	0.1145 \pm 0.0002	1872.5 \pm 3.7	1922.8 \pm 11.7	98
41	0.4984 \pm 0.0029	11.741 \pm 0.0690	0.1708 \pm 0.0002	2565.7 \pm 3.1	2607.0 \pm 12.9	99
42	0.3776 \pm 0.0030	6.4945 \pm 0.0504	0.1247 \pm 0.0004	2025.6 \pm 5.7	2065.2 \pm 13.9	99
44	0.3305 \pm 0.0027	4.9305 \pm 0.0430	0.1081 \pm 0.0003	1768.5 \pm 5.2	1840.9 \pm 13.2	98
45	0.3494 \pm 0.0030	5.5516 \pm 0.0458	0.1152 \pm 0.0002	1884.3 \pm 3.7	1931.9 \pm 14.3	98
46	0.1330 \pm 0.0010	1.1841 \pm 0.0093	0.0644 \pm 0.0002	766.7 \pm 5.6	805.4 \pm 5.5	98
47	0.3793 \pm 0.0040	6.4448 \pm 0.0854	0.1229 \pm 0.0006	1999.7 \pm 9.3	2073.2 \pm 19.1	98
49	0.1253 \pm 0.0010	1.1811 \pm 0.0305	0.0680 \pm 0.0013	872.2 \pm 38.8	761.0 \pm 5.8	96
50	0.3262 \pm 0.0048	5.9265 \pm 0.0560	0.1342 \pm 0.0018	2154.6 \pm 28.8	1820.1 \pm 23.4	92

Примечание. C — конкордантность. При оценке возраста более 1 млрд лет использовались данные по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, менее 1 млрд лет — по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$.

шо согласуются с результатами исследования Шарыжалгайского выступа Сибирской платформы [Туркина и др., 2011; Урманцева и др., 2012] и гранитоидов погребенного фундамента центральной части Сибирской платформы [Попов и др., 2012]. Небольшая популяция детритовых цирконов отражает магматическую активность на границе мезо- и неопротерозоя (1.0—1.1 млрд лет) и согласуется с данными Ar/Ag датирования внутриплитных базитов на юге Сибирской платформы с возрастом 1018 ± 35 млн лет [Иванов и др., 2012]. Представительная группа цирконов отражает обстановку растяжения в преддверии раскрытия Палеоазиатского океана в неопротерозое около 800 млн л.н. Изученные детритовые цирконы свидетельствуют о том, что источниками обломочного материала являлись породы докембрийских провинций Сибирской платформы.

Проведенные геохимические и изотопные исследования однозначно указывают о накоплении пород оселковой серии в венде в пределах открытого обширного шельфа Сибирской платформы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В целом терригенные отложения байкальской и оселковой серий представлены типичными литотипами континентальных блоков — аркозами, лититами, вакками и глинистыми сланцами (см. рис. 4, 12). Следует отметить, что среди отложений байкальской серии, за исключением качергатской свиты, преобладают рециклированные осадки, в то время как для пород оселковой серии характерны осадки первого цикла седиментации (см. рис. 3, 13). Исходя из этого, детритовые цирконы из терригенных отложений байкальской серии не были датированы U-Pb методом, поскольку изученные цирконы не отражали бы магматические источники сноса для отложений этой свиты, так как существенно-кварцевый состав этой серии указывает на высокую зрелость осадков, претерпевших неоднократное переотложение.

Различия в литологических особенностях и наборе литотипов осадочных пород обусловлены фациальными различиями в пределах шельфа Сибирской платформы. При этом геохимические и изотопные характеристики пород этих серий имеют общие черты: подобные значения Eu-минимума, Th/U и La/Th отношения, содержания Zr, Hf. Механическая сортировка, перемешивание осадка и его транспортировка в обстановках мелководных морских бассейнов сблизили во многом геохимические характеристики пород этих серий и PAAS, постаршейского среднего сланца, принятого за верхний состав континентальной коры. Прослеживается однотипность в распределении РЗЭ в терригенных отложениях байкальской, оселковой серий и PAAS, что свидетельствует о накоплении этих отложений в пределах шельфа Сибирской платформы (см. рис. 6, а, б; 14), где при достаточно обширной области сноса происходило интенсивное перемешивание и усреднение составов слагающих его терригенных пород.

Не вызывает сомнения вендское время накопления отложений байкальской и оселковой серий. При этом сходство состава источников сноса для терригенных отложений байкальской и оселковой серий (рис. 16), представленных породами докембрийского фундамента Сибирской платформы и ее более древнего осадочного чехла, и накопление в бассейнах пассивной континентальной окраины (см. рис. 5) не оставляют сомнений. Седиментация этих отложений происходила синхронно в пределах шельфа Сибирской платформы при пассивном тектоническом режиме. Лишь присутствие в верхних горизонтах этих серий туффитового материала основного состава с более низкими модельными возрастными значениями указывает на активизацию этой структуры и начало субдукционных процессов.

Проведенные геохимические и изотопные исследования позволили получить инди-

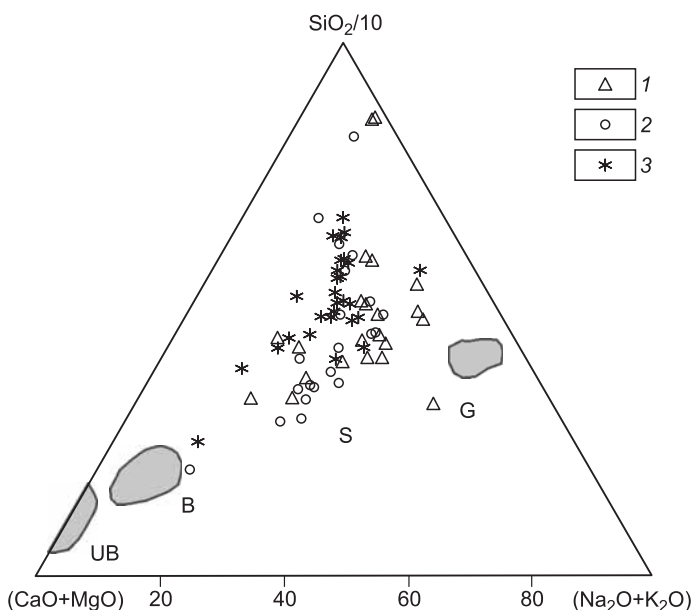


Рис. 16. Реконструкция состава источников сноса для терригенных отложений байкальской и оселковой серий на основе диаграммы С.Р. Тейлора, С.М. Мак-Леннана.

Рис. 16. Реконструкция состава источников сноса для терригенных отложений байкальской и оселковой серий на основе диаграммы С.Р. Тейлора, С.М. Мак-Леннана.

1, 2 — байкальская серия: 1 — голоустенская и улунтуйская свиты, 2 — качергатская свита; 3 — оселковая серия. Поля составов: G — граниты, S — осадки, UB — ультраосновные породы, B — основные породы.

каторные характеристики отложений пассивной континентальной окраины Сибирской платформы в венде. Эти результаты согласуются с данными палеомагнитных исследований при палеотектонических реконструкциях Сибирской платформы на этот интервал времени [Метелкин и др., 2012].

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 12-05-00569, 12-05-33076), ИП СО РАН 68.

ЛИТЕРАТУРА

Брагин С.С. Оселковая серия позднего докембрия Присяянья: расчленение и корреляция // Стратиграфия позднего докембрия и раннего палеозоя Сибири. Венд и рифей. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1985, с. 44—57.

Бухаров А.А., Халилов В.А., Страхова Т.М., Черников В.В. Геология Байкало-Патомского нагорья по новым данным уран-свинцового датирования акцессорного циркона // Геология и геофизика, 1992 (12), с. 29—39.

Вишневская И.А., Летникова Е.Ф. Хемостратиграфия венд-кембрийских карбонатных отложений осадочного чехла Тувино-Монгольского микроконтинента // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (6), с. 741—763.

Голубкова Е.Ю., Раевская Е.Г., Кузнецов А.Б. Нижневендские комплексы микрофоссилий Восточной Сибири в решении стратиграфических проблем региона // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2010, т. 18, № 4, с. 3—27.

Горохов И.М., Семихатов М.А., Баскаков А.В., Кутявин Э.П., Мельников Н.Н., Сачава А.В., Турченко Т.Л. Изотопный состав стронция в карбонатных породах рифея, венда и нижнего кембрия Сибири // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1995, т. 3, № 1, с. 3—33.

Дольник Т.А. Строматолиты и микрофитолиты в стратиграфии рифея и венда складчатого обрамления юга Сибирской платформы. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000, 320 с.

Дубинин А.В. Геохимия редкоземельных элементов в океане. М., Наука, 2006, 360 с.

Журавлева И.Т., Космынин В.Н., Кузнецов В.Г., Беляева Г.В., Волкова К.Н., Задорожная Н.М., Исаев Г.Д., Королюк И.К., Краснов Е.В., Лучинина В.А., Михайлова М.В., Мягкова Е.И., Преображенский Б.В., Пунина Т.А., Тесаков Ю.И., Хромых В.Г., Шуйский В.П. Современные и ископаемые рифы. Термины и определения. М., Недра, 1990, 184 с.

Иванов А.В., Демонтерова Е.И., Лебедев В.А. Базальтовый вулканизм в Шарыжалгайском блоке Сибирского кратона с возрастом один миллиард лет // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса. Т. 1. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2012, с. 96—97.

Карбонаты. Минералогия и химия / Ред. Р.Дж. Ридер. М., Мир, 1987, 494 с.

Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Магматизм и геодинамика раннекаледонских структур Центрально-Азиатского складчатого пояса (изотопные и геологические данные) // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (12), с. 1280—1293.

Ковач В.П., Котов А.Б., Смелов А.П., Старосельцев К.В., Сальникова Е.Б., Загорная Н.Ю., Сафронов А.Ф., Павлушин А.Д. Этапы формирования континентальной коры погребенного фундамента восточной части Сибирской платформы: Sm-Nd изотопные данные // Петрология, 2000, т. 8, № 4, с. 393—406.

Кочнев Б.Б., Карлова Г.А. Новые данные по биостратиграфии немакит-далдынского яруса венда юга Сибирской платформы // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2010, т. 18, № 5, с. 28—41.

Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М., Мельников Н.Н., Константинова Г.В., Кутявин Э.П. Изотопный состав Sr в карбонатных породах каратавской серии Южного Урала и стандартная кривая вариаций отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в позднерифейском океане // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2003, т. 11, № 5, с. 3—39.

Летникова Е.Ф. Использование геохимических характеристик карбонатных пород при палеогеодинамических реконструкциях // ДАН, 2002, т. 385, № 5, с. 672—676.

Летникова Е.Ф. Распределение R3Э в карбонатных отложениях различных геодинамических типов (на примере южного складчатого обрамления Сибирской платформы) // ДАН, 2003, т. 393, № 2, с. 235—241.

Летникова Е.Ф. Геохимическая специфика карбонатных отложений различных геодинамических обстановок северо-восточного сегмента Палеоазиатского океана // Литосфера, 2005, № 1, с. 70—81.

Летникова Е.Ф., Кузнецов А.Б., Вещева С.В., Ковач В.П. Вендская пассивная континентальная окраина юга Сибирской платформы: геохимические, Sm-Nd и Sr-изотопные свидетельства // ДАН, 2006, т. 409, № 2, с. 818—823.

Летникова Е.Ф., Кузнецов А.Б., Вишневская И.А., Терлеев А.А., Константинова Г.В. Геохимические и изотопные (Sr, С, О) характеристики венд-кембрийских карбонатных отложений хр. Азыр-

Тал (Кузнецкий Алатау): хемотратиграфия и обстановки седиментогенеза // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (10), с. 1466—1487.

Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю. Тектоническая эволюция Сибирского палеоконтинента от неопротерозоя до позднего мезозоя: палеомагнитная запись и реконструкции // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (7), с. 883—899.

Мигдисов А.А., Балашов Ю.А., Шарков И.В., Шерстенников О.Г., Ронов А.Б. Распространенность редкоземельных элементов в главных литологических типах пород осадочного чехла русской платформы // Геохимия, 1994, № 6, с. 789—803.

Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция / Под ред. Ю.Г. Леонова, Ю.А. Воложа. М., Научный мир, 2004, 526 с.

Павловский Е.В. Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной области. М., Изд-во АН СССР, 1948, № 31, 176 с.

Перельман А.И. Геохимия. М., Высшая школа, 1989, 527 с.

Покровский Б.Г., Мележик В.А., Буякайте М.И. Изотопный состав С, О, Sr в позднекембрийских отложениях патомского комплекса, Центральная Сибирь. Сообщение 1. Результаты, изотопная стратиграфия и проблемы датирования // Литология и полезные ископаемые, 2006, № 5, с. 505—530.

Попов Н.В., Лиханов И.И., Ножкин А.Д. Мезопротерозойский гранитоидный магматизм в зангарской части Енисейского кряжа: результаты U-Pb исследований // ДАН, 2010, т. 431, № 4, с. 509—515.

Попов Н.В., Сафонова И.Ю., Постников А.А., Терлеев А.А., Кон И., Комия Ц., Токарев Д.А. Палеопротерозойские гранитоиды погребенного фундамента центральной части Сибирской платформы (скважина Могдинская-6) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса. Т. 2. 2012, Иркутск, ИЗК СО РАН, с. 48—49.

Розен О.М. Сибирский кратон: тектоническое районирование, вопросы эволюции // Геотектоника, 2003, № 3, с. 1—19.

Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Константинова Г.В., Мельников Н.Н., Подковыров В.Н., Кутявин Э.П. Низкое отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в гренвильском и постгренвильском палеоокеане: определяющие факторы // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2002, т. 10, № 1, с. 3—46.

Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов / Шванов В.Н., Фролов В.Т., Сергеева Э.И., Драгунов В.И., Патрунов Д.К., Кузнецов А.Г., Беленицкая Г.А., Куриленко В.В., Петровский А.Д., Кондитеров В.Н., Баженова Т.К., Жданов В.В., Щербаков Ф.А., Щербакова М.Н., Мизенс Г.А., Цейслер В.М., Трифионов Б.А., Верба Ю.Л., Ильин К.Б. СПб., Недра, 1998, 352 с.

Советов Ю.К., Комлев Д.А. Гиллиты в основании оселковой серии Присяянья и нижняя граница венда на юго-западе Сибирской платформы // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2005, т. 13, № 4, с. 3—34.

Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М., Мир, 1988, 384 с.

Туркина О.М., Ножкин А.Д., Баянова Т.Б., Дмитриева Н.В. Изотопные провинции и этапы роста докембрийской коры юго-западной окраины Сибирского кратона и его складчатого обрамления // ДАН, 2007, т. 413, № 6, с. 810—815.

Туркина О.М., Урманцева Л.Н., Бережная Н.Г., Скублов С.Г. Формирование и мезоархейский метаморфизм гиперстеновых гнейсов в Иркутском гранулитогнейсовом блоке (Шарыжалгайский выступ Сибирского кратона) // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (1), с. 122—137.

Урманцева Л.Н., Туркина О.М., Капитонов И.Н. Состав и происхождение протолитов палеопротерозойских кальцифиров Иркутского блока (Шарыжалгайский выступ Сибирской платформы) // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (12), с. 1681—1697.

Хоментовский В.В. Байкальский комплекс и байкалиты // Геология и геофизика, 1984 (8), с. 33—40.

Хоментовский В.В. Событийная основа стратиграфической шкалы неопротерозоя Сибири и Китая // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (8), с. 43—56.

Хоментовский В.В. Байкалий Сибири (850—650 млн лет) // Геология и геофизика, 2002, т. 43 (4), с. 313—333.

Шенфиль В.Ю. Поздний докембрий Сибирской платформы. Новосибирск, Наука, 1991, 185 с.

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.

Cox R., Lowe D.R. A conceptual review of regional-scale controls on the composition of clastic sediment and the co-evolution of continental blocks and their sedimentary cover // *J. Sedim. Res.*, 1995, № 1, p. 1—12.

Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: implication for crustal evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1988, v. 87, p. 249—265.

Herron M.M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // *J. Sed. Petrol.*, 1988, v. 58, p. 820—829.

Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1984, v. 67, p. 137—150.

Kuznetsov A.B., Ovchinnikova G.V., Gorokhov I.M., Letnikova E.F., Kaurova O.K., Konstantinova G.V. Age constraints on the Neoproterozoic Baikal Group from combined Sr isotopes and Pb-Pb dating of carbonates from the Baikal type section, southeastern Siberia // *J. Asian Earth Sci.*, 2013, v. 63, p. 51—66.

Liu Y., Gao S., Hu Z., Gao C., Zong K., Wang D. Continental and oceanic crust recycling-induced melt-peridotite interactions in the Trans-North China Orogen: U-Pb dating, Hf isotopes and trace elements in zircons of mantle xenoliths // *J. Petrol.*, 2010a, v. 51, p. 537—571.

Liu Y., Hu Z., Zong K., Gao C., Gao S., Xu J., Chen H. Reappraisal and refinement of zircon U-Pb isotope and trace element analyses by LA-ICP-MS // *Chinese Sci. Bull.*, 2010b, v. 55, p. 1535—1546.

Roser B.P., Korsch R.J. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio // *J. Geol.*, 1986, v. 94, p. 635—650.

*Поступила в редакцию
14 марта 2013 г.*