



<https://doi.org/10.5800/GT-2018-9-4-0397>

## U-Pb (LA-ICP-MS) AGE OF DETRITAL ZIRCONS AND THE SOURCES OF TERRIGENOUS SEDIMENTS OF THE IPSIT SUITE, KARAGASS SERIES (SAYAN SEGMENT OF THE SAYAN-BAIKAL-PATOM BELT)

Z. L. Motova<sup>1</sup>, T. V. Donskaya<sup>1</sup>, D. P. Gladkochub<sup>1</sup>, V. B. Khubanov<sup>2</sup>

<sup>1</sup>*Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS, Irkutsk, Russia*

<sup>2</sup>*Geological Institute, Siberian Branch of RAS, Ulan-Ude, Russia*

**Abstract:** The petrographic, lithogeochemical and U-Pb (LA-ICP-MS) geochronological studies were carried out to investigate the terrigenous rocks sampled from the lower part of the Ipsit suite of the Karagass series (Sayan segment of the Sayan-Baikal-Patom belt). These rocks include sandstones, aleurite sandstones and aleurolites, and their mineral compositions are close to that of arkose. Most of the studied rock samples show petrographic features typical of the epigenetic changes at the stage of catagenesis: regeneration of quartz clastic grains, pelitization of potassium-feldspar clastic grains, occurrence of clay-hydromica aggregate, sericitization of plagioclase, chloritization of biotite, and silicification of dolomite pieces, and occurrence of authigenous tourmaline. The above was confirmed by the analysis of the concentrations of petrogenic elements in the studied rocks from the lower part of the Ipsit suite. The analysis results show that the concentrations of K<sub>2</sub>O are elevated, while the concentrations of Na<sub>2</sub>O are relatively very low, which may be due to the redistribution of these elements during epigenetic transformations. According to the classification by genetic types on the basis of the system of petrochemical modules, the rocks of the lower part of the Ipsit suite are of the petrogenic nature. The acidic igneous rocks are dominant in the source area, as evidenced by the presence of granitoid and quartzite fragments in the clastogenic component, as well as the set of accessory minerals typical of the igneous rocks of the acidic composition, and the distribution pattern of rare and trace elements. According to the U-Pb (LA-ICP-MS) dating of detrital zircons from the aleurite sandstone sampled from the lower part of the Ipsit suite, the zircons are exclusively of the Archean-Early Proterozoic ages. Such ages correlate with the age of the granitoids of the Sayan complex and the felsic volcanites from the Maltsev layer of the Elash series (Biryusa block). Furthermore, the detrital-zircon age spectra of the aleurite sandstone of the lower part of the Ipsit suite are identical to the detrital-zircon age spectra of the terrigenous rocks from the underlying strata of the Shangulezh and Tagul suites of the Karagass series. This study suggests that sedimentation of the Ipsit suite of the Karagass series took place due to the influx of detrital material from the southern part of the Siberian craton into the sedimentation basin, and the acidic igneous rocks of the Biryusa block were one of the main sources of detrital material.

**Key words:** Late Riphean; Vendian; terrigenous rock; geochemistry; petrography; catagenesis; detrital zircon; Siberian craton

### RESEARCH ARTICLE

**Received:** April 23, 2018  
**Revised:** August 13, 2018  
**Accepted:** September 21, 2018

**For citation:** Motova Z.L., Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Khubanov V.B., 2018. U-Pb (LA-ICP-MS) age of detrital zircons and the sources of terrigenous sediments of the Ipsit suite, Karagass series (Sayan segment of the Sayan-Baikal-Patom belt). *Geodynamics & Tectonophysics* 9 (4), 1313–1329. doi:10.5800/GT-2018-9-4-0397.

**Для цитирования:** Мотова З.Л., Донская Т.В., Гладкоhub Д.П., Хубанов В.Б. U-Pb (LA-ICP-MS) возраст детритовых цирконов и источники вещества терригенных отложений ипситской свиты карагасской серии (саянский сегмент Саяно-Байкало-Патомского пояса) // *Геодинамика и тектонофизика*. 2018. Т. 9. № 4. С. 1313–1329. doi:10.5800/GT-2018-9-4-0397.

# U-Pb (LA-ICP-MS) ВОЗРАСТ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ И ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ИПСИТСКОЙ СВИТЫ КАРАГАССКОЙ СЕРИИ (САЯНСКИЙ СЕГМЕНТ САЯНО-БАЙКАЛО-ПАТОМСКОГО ПОЯСА)

З. Л. Мотова<sup>1</sup>, Т. В. Донская<sup>1</sup>, Д. П. Гладкочуб<sup>1</sup>, В. Б. Хубанов<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

<sup>2</sup> Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

**Аннотация:** В статье приводятся результаты петрографических, литогеохимических и U-Pb (LA-ICP-MS) геохронологических исследований, проведенных для терригенных пород нижней части ипситской свиты карагасской серии (саянский сегмент Саяно-Байкало-Патомского пояса). В ходе исследований было установлено, что породы нижней части ипситской свиты карагасской серии представлены песчаниками, алевропесчаниками и алевролитами, которые по своему минеральному составу близки аркозам. Для большинства исследованных пород обнаруживаются характерные петрографические признаки эпигенетических преобразований на стадии катагенеза, выраженные регенерацией обломочных зерен кварца, пелитизацией обломочных зерен калиевых полевых шпатов с образованием глинисто-гидрослюдистого агрегата, серицитизацией плагиоклаза, а также хлоритизацией биотита, окварцеванием обломков доломита и образованием аутигенного турмалина. Проведенный анализ концентраций петрогенных элементов в породах нижней части ипситской свиты подтверждает этот вывод. В частности, обнаруживаются повышенные концентрации  $K_2O$  относительно весьма низких  $Na_2O$ , по-видимому, связанные с перераспределением этих элементов в процессе эпигенетических преобразований. Генетическая типизация, выполненная с использованием системы петрохимических модулей, свидетельствует о петрогенной природе пород нижней части ипситской свиты. Присутствие обломков гранитоидов и кварцитов в кластогенной составляющей, а также набор акцессорных минералов, типичных для магматических пород кислого состава, наряду с характером распределения редких и рассеянных элементов, свидетельствуют о преобладании кислых магматических пород в области сноса. U-Pb (LA-ICP-MS) исследование детритовых цирконов из алевропесчаника нижней части ипситской свиты показало, что цирконы имеют исключительно архейско-раннепротерозойские значения возраста, которые совпадают с возрастом гранитоидов саянского комплекса и кислых вулканитов мальцевской толщи елашской серии Бирюсинского блока. Кроме того, возрастные спектры, полученные по детритовым цирконам из алевропесчаника нижней части ипситской свиты, идентичны возрастным спектрам по детритовым цирконам из терригенных пород нижележащих толщ шангулежской и тагульской свит карагасской серии. На основании проведенного исследования был сделан вывод о том, что осадконакопление ипситской свиты карагасской серии происходило, по-видимому, за счет поступления в бассейн седиментации обломочного материала с южной части Сибирского кратона, при этом одним из основных источников обломочного материала являлись кислые магматические породы Бирюсинского блока.

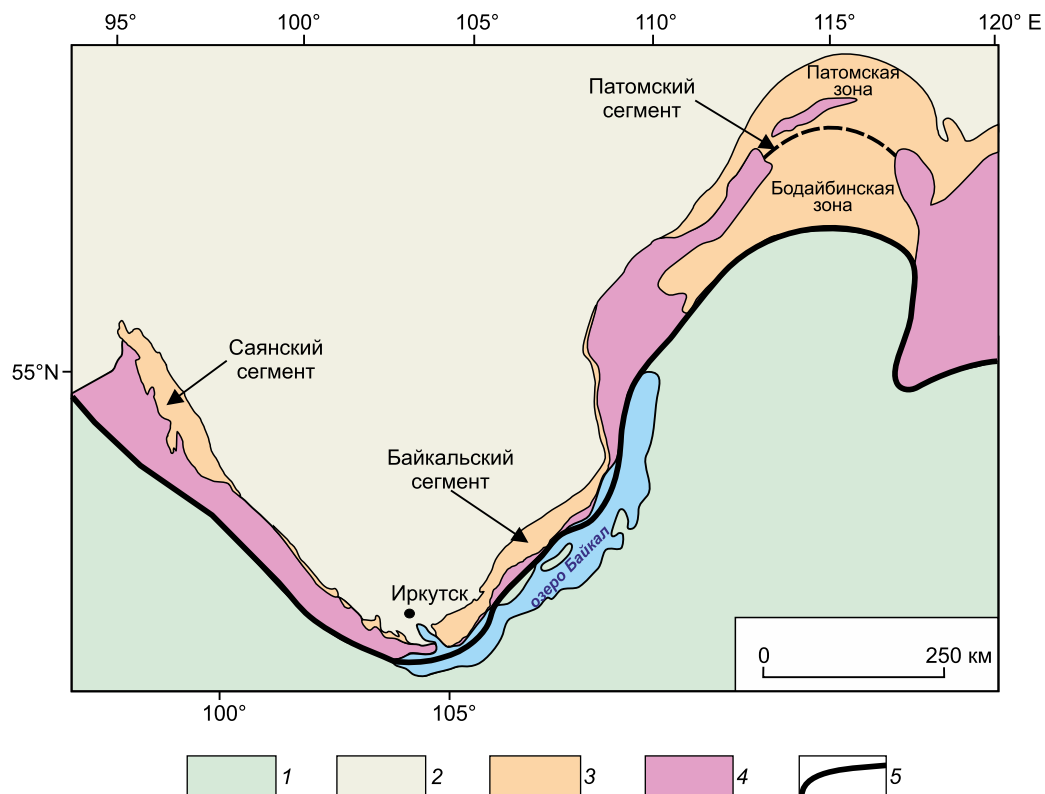
**Ключевые слова:** поздний рифей; венд; терригенная порода; геохимия; петрография; катагенез; детритовый циркон; Сибирский кратон

## 1. ВВЕДЕНИЕ

Позднерифейско-вендские осадочные толщи, прослеживающиеся вдоль южной окраины Сибирского кратона на расстоянии около 2000 км, относятся к структуре Саяно-Байкало-Патомского пояса (СБПП) [Decisions..., 1983]. В пределах СБПП выделяется три сегмента: западный (саянский), центральный (байкальский) и северо-восточный (патомский) (рис. 1). Мощные осадочные толщи СБПП многими исследователями рассматриваются как отложения окраины Палеоазиатского океана [Zonenshain et al., 1990; Belichenko et al., 1994; Gordienko,

2006; и др.]. В саянском сегменте СБПП позднерифейско-вендские осадочные образования представлены отложениями карагасской и оселковой серии.

Позднерифейский возраст карагасской серии установлен на основании изучения строматолитов и микрофитолитов [Khomontovsky et al., 1972; Bragin, 1986; Shenfil', 1991], а также с учетом присутствия в разрезе шангулежской свиты долеритов нерсинского комплекса с возрастом ~740 млн лет [Gladkochub et al., 2006]. Вендский возраст оселковой серии подтверждается U-Pb (LA-ICP-MS) исследованиями детритовых цирконов из отложений верх-



**Рис. 1.** Схема строения Саяно-Байкало-Патомского пояса (СБПП) (составлена по [Stanevich et al., 2006]).

1 – Центрально-Азиатский складчатый пояс; 2–4 – Сибирский кратон: 2 – фанерозойский чехол, 3 – позднедокембрийские осадочные толщи Саяно-Байкало-Патомского пояса, 4 – раннедокембрийский фундамент; 5 – граница между Сибирским кратоном и Центрально-Азиатским складчатым поясом.

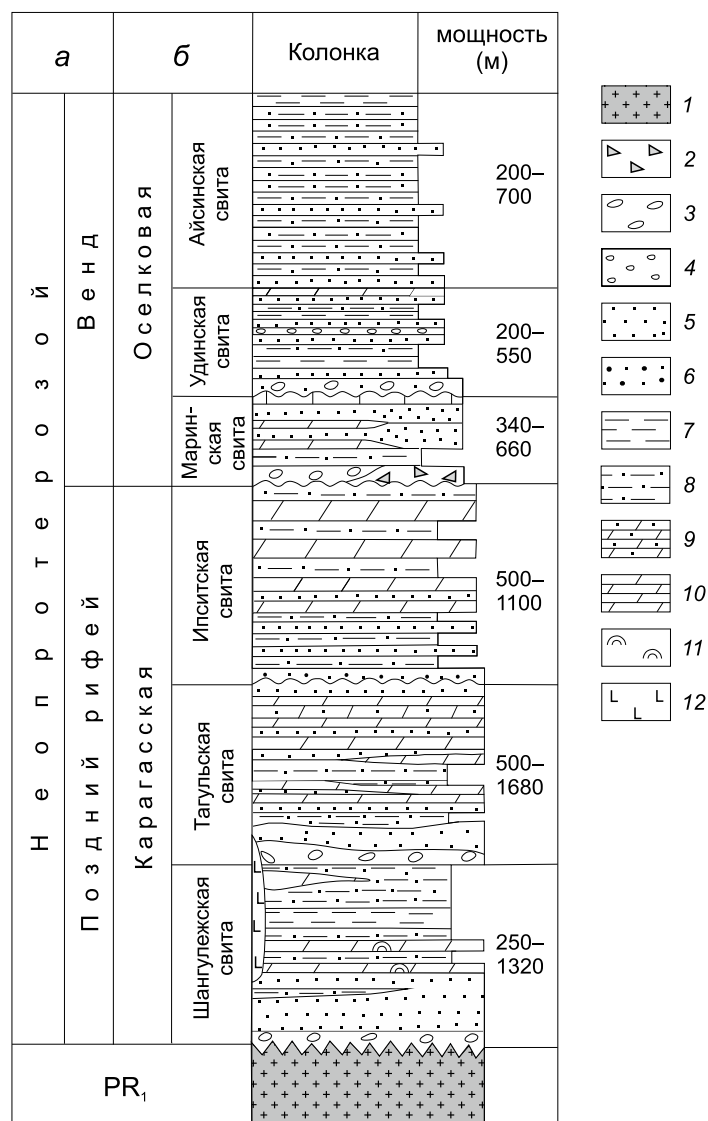
**Fig. 1.** Schematic map of the Sayan-Baikal-Patom belt (СБПП) (after [Stanevich et al., 2006]).

1 – Central Asian fold belt; 2–4 – Siberian craton: 2 – Phanerozoic shield, 3 – Late Precambrian sediments of the Sayan-Baikal-Patom belt, 4 – Early Precambrian basement; 5 – boundary between the Siberian craton and the Central Asian fold belt.

ней части удинской свиты [Letnikova et al., 2013; Priyatkina et al., 2018; Gladkochub et al., 2019], а также обоснован наличием тиллитовых горизонтов в базальной части марнинской свиты, которые коррелируют с ранневендскими гляциальными образованиями маринонского уровня [Sovetov, Komlev, 2005].

Традиционно в составе карагаской серии выделяют шангулежскую, тагульскую и ипситскую свиты. Каждая из этих свит представляет собой единый крупный седиментационный цикл от обломочных прибрежно-морских и континентальных осадков до шельфовых карбонатных [Khomentovsky et al., 1972; Decisions..., 1983; Bragin, 1986; Shenfil', 1991; Stanevich et al., 2007; и др.]. В последнее время появились новые данные, свидетельствующие о существенных различиях между свитами, объединенными в состав единой карагаской серии. Так, Ю.К. Советовым с соавторами [Sovetov et al., 2012] было установлено, что, во-первых, породы ипситской свиты с глубоким размывом залегают на нижележащих породах тагульской свиты, а во-вто-

рых, гранулометрический состав пород ипситской свиты существенно отличается от состава нижележащих свит. Отложения шангулежской и тагульской свит, судя по данным ряда исследователей [Bragin, 1986; Khomentovsky et al., 1972; Stanevich et al., 2007; и др.], образовались в мелководных морских условиях, в то время как породы ипситской свиты формировались в результате штормовой переработки материала эолового происхождения [Sovetov et al., 2012]. Новые факты, полученные по породам ипситской свиты, поставили под сомнение установившееся мнение о формационном единстве осадочных последовательностей карагаской серии и потребовали дополнительных исследований отложений ипситской свиты с целью выяснения особенностей эволюции окраины Палеоазиатского океана в позднем рифее. В настоящей статье приведены результаты петрографических, литогеохимических и геохронологических исследований, проведенных для терригенных пород нижней части ипситской свиты карагаской серии.



**Рис. 2.** Литологическая колонка докембрийских образований Бирюсинского Присяянья (модифицирована после [Bragin, 1986; Decisions..., 1983]): (а) – общая хроностратиграфическая шкала; (б) – серии и свиты.

1 – фундамент Сибирского кратона; 2 – тиллиты; 3 – конгломераты; 4 – мелкогалечные конгломераты и гравелиты; 5 – песчаники; 6 – кремнистые алевролиты и песчаники; 7 – аргиллиты; 8 – алевролиты; 9 – песчаные доломиты; 10 – доломиты; 11 – строматолиты и микрофитолиты; 12 – долериты и габбро-долериты.

**Fig. 2.** The lithological column of the Precambrian formations of the Biryusa Sayan region (modified after [Bragin, 1986; Decisions..., 1983]): (a) – general chronostratigraphic scale; (b) – series and suites.

1 – basement of the Siberian craton; 2 – tillite; 3 – conglomerate; 4 – small-pebble conglomerate and gravelite; 5 – sandstone; 6 – siliceous aleurolite and sandstone; 7 – argillite; 8 – aleurolite; 9 – sandy dolomite; 10 – dolomite; 11 – stromatolite and microfitolite; 12 – dolerite and gabbro-dolerite.

## 2. КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА УЧАСТКА РАБОТ

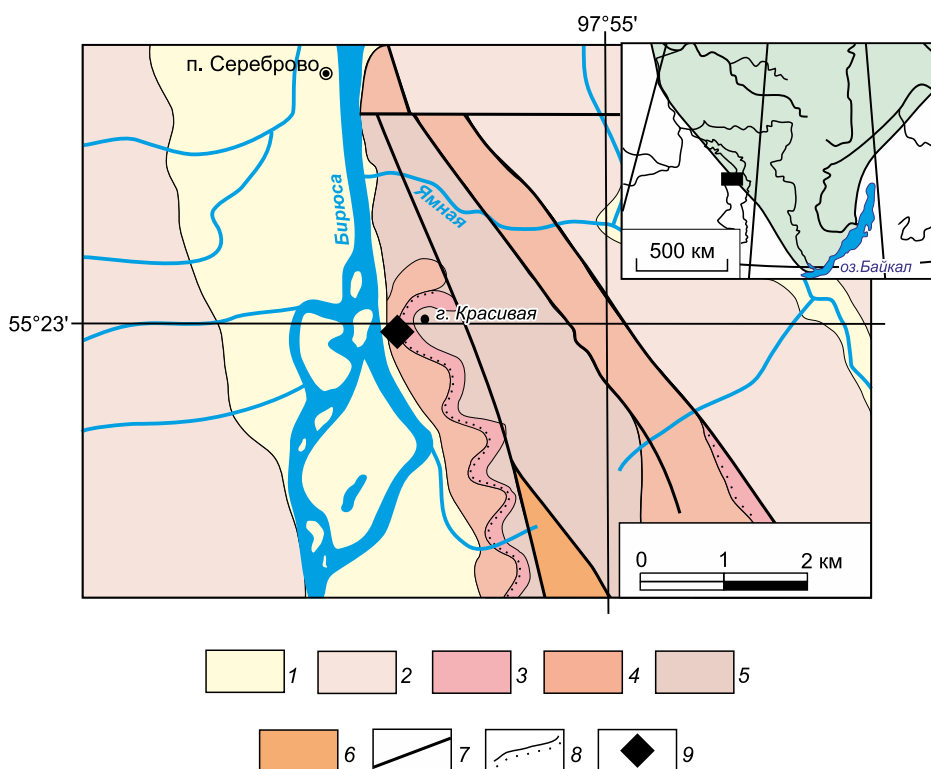
Карагасская серия протягивается узкой полосой вдоль предгорьев Восточного Саяна и залегает с резким угловым несогласием на разновозрастных породах фундамента юго-западной окраины Сибирского кратона. Наиболее полные разрезы всех трех свит карагасской серии обнажены в междуречье Ия – Туманшет.

Шангулежская свита, с горизонтом конгломератов в основании, представляет собой низы карагасской серии и с размывом залегает на архейско-раннепротерозойских образованиях фундамента Сибирского кратона. Нижняя часть шангулежской свиты сложена преимущественно полевошпатово-кварцевыми песчаниками с линзами гравелитов, конгломератов и алевролитов. Выше по разрезу залегают микрофитолитовые и строматолитовые доломиты, переслаивающиеся с алевролитами, аргиллитами и кремнистыми породами.

Мощность шангулежской свиты от 250 до 1320 м (рис. 2).

Тагульская свита с небольшим размывом залегает на породах шангулежской свиты и представлена красноцветными терригенно-карбонатными отложениями. Нижняя часть разреза с мелкогалечными конгломератами и гравелитами в основании сложена песчаниками и алевролитами с прослоями доломитов. Выше залегает толща тонкого ритмичного переслаивания алевролитов, алевролитистых аргиллитов с прослоями доломитов, участками микрофитолитовых и строматолитовых. Общая мощность отложений тагульской свиты варьируется от 500 до 1680 м (рис. 2).

Ипситская свита с несогласием залегает на отложениях тагульской свиты. В составе ипситской свиты выделяются две подсвиты. Нижняя, однородная по составу, сложена преимущественно тонкозернистыми кварц-полевошпатовыми и кварцитовидными песчаниками, алевропесчаниками и алевролитами. Верхняя подсвита отличается рез-



**Рис. 3.** Геологическая карта участка работ (составлена по [Galimova et al., 2012]).

1 – кайнозойские отложения; 2–3 – оселковая серия: 2 – айсинская свита, 3 – удинская свита; 4–5 – карагасская серия: 4 – ипситская свита, 5 – тагульская свита; 6 – шангулежская свита; 7 – тектонические нарушения; 8 – геологические границы несогласного залегания; 9 – место отбора проб для петрографических, литогеохимических и геохронологических исследований. На врезке – южная окраина Сибирского кратона и участок работ.

**Fig. 3.** Geological map of the work site (after [Galimova et al., 2012]).

1 – Cenozoic deposits; 2–3 – Oselok series: 2 – Aisin suite, 3 – Uda suite; 4–5 – Karagass series: 4 – Ipsit suite, 5 – Tagul suite; 6 – Shangulez suite; 7 – tectonic faults; 8 – geological boundaries of the non-conformity; 9 – sampling sites for petrographic, lithogeochemical and geochronological studies. The inset shows the southern margin of the Siberian craton and the work area.

кой сменой набора осадочных пород и представлена доломитами, микрофитолитовыми доломитами, часто окремненными, переслаивающимися с алевролитами и аргиллитами. Суммарная мощность ипситской свиты составляет от 500 до 1100 м (рис. 2) [Bragin, 1986; Khomentovsky et al., 1972; Galimova et al., 2012].

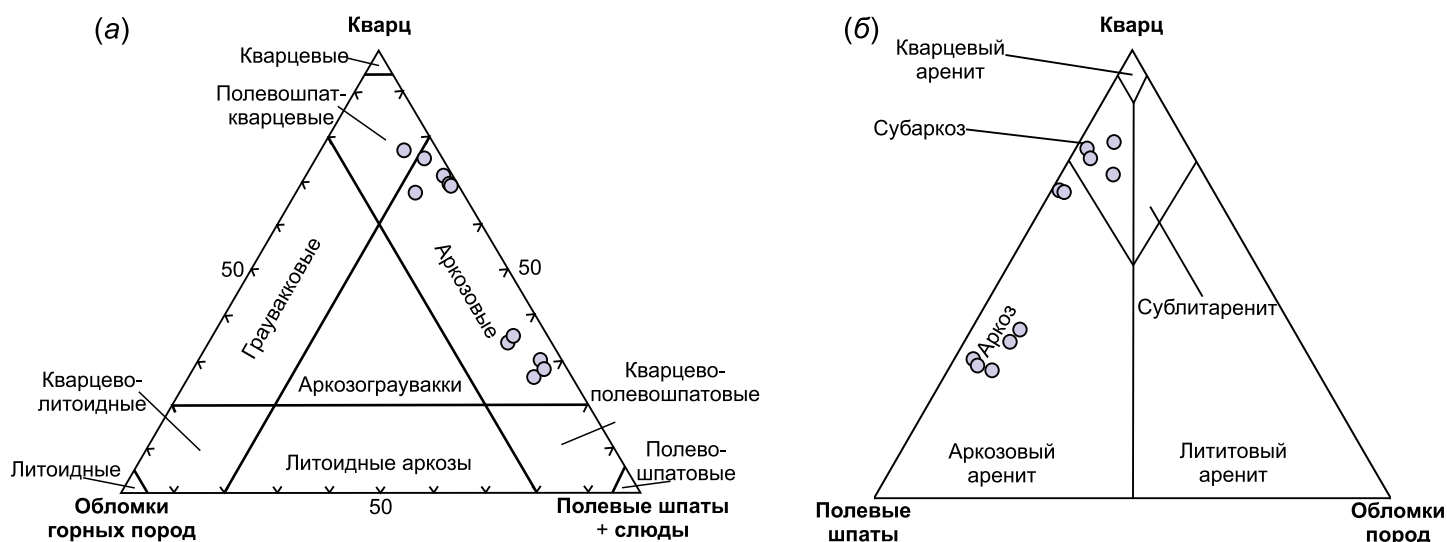
Исследования терригенных отложений нижней части ипситской свиты были проведены нами по наиболее полному разрезу, расположенному в долине р. Бирюса, на склоне горы Красивой, вблизи п. Сереброво Тайшетского района Иркутской области (55°23'060"; 97°52'480") (рис. 3). Породы ипситской свиты здесь субгоризонтально залегают на розовых доломитах тагульской свиты и представлены тонким переслаиванием розовых, сероватых, реже зеленовато-серых кварц-полевошпатовых и кварцитовидных песчаников, алевропесчаников и алевролитов с тонкими прослоями темно-серых плитчатых аргиллитов. Разноцветная окраска многочисленных пластов придает пестрый

облик обнажению, но в целом разрез характеризуется однородным петрографическим составом. На породах ипситской свиты со стратиграфическим несогласием залегают мелкогалечные конгломераты удинской свиты оселковой серии. Мощность нижней подбиты ипситской свиты в этом обнажении составляет 350 м.

### 3. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Отбор 11 образцов для петрографических и литогеохимических исследований проведен из пластов песчаников, алевропесчаников и алевролитов ипситской свиты различной окраски. Проба для U-Pb (LA-ICP-MS) исследований детритовых цирконов была отобрана из наиболее мощного (70 см) прослоя розовых алевропесчаников, на высоте около 20 м от уреза воды.

Определение основных петрогенных оксидов выполнено методом силикатного анализа в ЦКП



**Рис. 4.** Классификационные диаграммы для песчаных и алевритовых пород: (а) – по Н.В. Логвиненко [Logvinenko, 1974]; (б) – по Ф.Дж. Петтиджону [Pettijohn et al., 1972].

**Fig. 4.** Classification diagrams for sandy and aleuritic rocks: (a) – after [Logvinenko, 1974]; (б) – after [Pettijohn et al., 1972].

«Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН (аналитики Н.Ю. Царева, Г.В. Бондарева) по методике [Revenko, 2014]. Содержания редких и редкоземельных элементов определены методом ICP-MS в Лимнологическом институте СО РАН, ОПЦКП «Ультрамикрoанализ», на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500ce (Agilent Technologies Inc., США) (аналитик С.В. Пантеева). Концентрации элементов рассчитаны относительно международных стандартов AGV-2, BCR-2, JG-2, G-2, GSP-2. Химическое разложение проб для ICP-MS анализа проводилось в ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН методом сплавления с метаборатом лития, по методике [Panteeva et al., 2003]. Ошибка определений редких и редкоземельных элементов методом ICP-MS составляла не более 5 %.

U-Pb изотопный анализ циркона выполнен методом лазерной абляции на масс-спектрометре высокого разрешения Element XR (Thermo Fisher Scientific), соединенном с приставкой для лазерного прибора UP-213 с длиной волны излучения 213 нм (New Wave Research) в Аналитическом центре минералого-геохимических и изотопных исследований ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ). Инструментальные параметры приборов и методика измерений описаны в работах [Khubanov et al., 2016; Buyantuev et al., 2017]. При анализе проводилось измерение изотопных отношений в цирконах без какого-либо их предварительного отбора по размеру или морфологии. В интерпретации учитывались только оценки возраста, дискордантность (D) которых не превышает 10 %. Гистограммы и кривые относительной вероятности для цирконов по-

строены по  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  значениям возраста с ошибкой  $2\sigma$ .

#### 4. ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

В соответствии с классификацией песчаных и алевритовых пород Н.В. Логвиненко (рис. 4, а) [Logvinenko, 1974] и Ф.Дж. Петтиджона (рис. 4, б) [Pettijohn et al., 1972], все исследуемые образцы обнаруживают преимущественно аркозовый состав.

Изученные породы ипситской свиты представлены песчаниками, алевропесчаниками и алевролитами, сложенными полуокатанным (60–70 %), неокатанным (35 %) и реже окатанным (1–5 %) обломочным материалом средней степени сортировки (рис. 5, а). Размер обломочных зерен песчаников составляет 0.2–0.4–0.6 мм, алевропесчаников – 0.1–0.3 мм, алевролитов – 0.01–0.03–0.06–0.1 мм, редко отмечаются обломки 0.3–0.5 мм. Пятнистая текстура обуславливается неравномерным распространением микровключений гидроокислов железа по поверхности пелитизированных зерен калиевых полевых шпатов. Микрослоистость пород обуславливается чередующимися слоями, в одних из которых наблюдается контактово-регенерационный кварцевый цемент, в других – глинисто-гидрослюдистый цемент. Среди обломочной массы преобладают кварц (25–76 %) и полевые шпаты, представленные калиевыми полевыми шпатами (12–30 %) и плагиоклазами (27–34 %). Второстепенные минералы: биотит (3–5 %), мусковит (1–5 %), ильменит (1–3 %). К минералам акцессорной группы

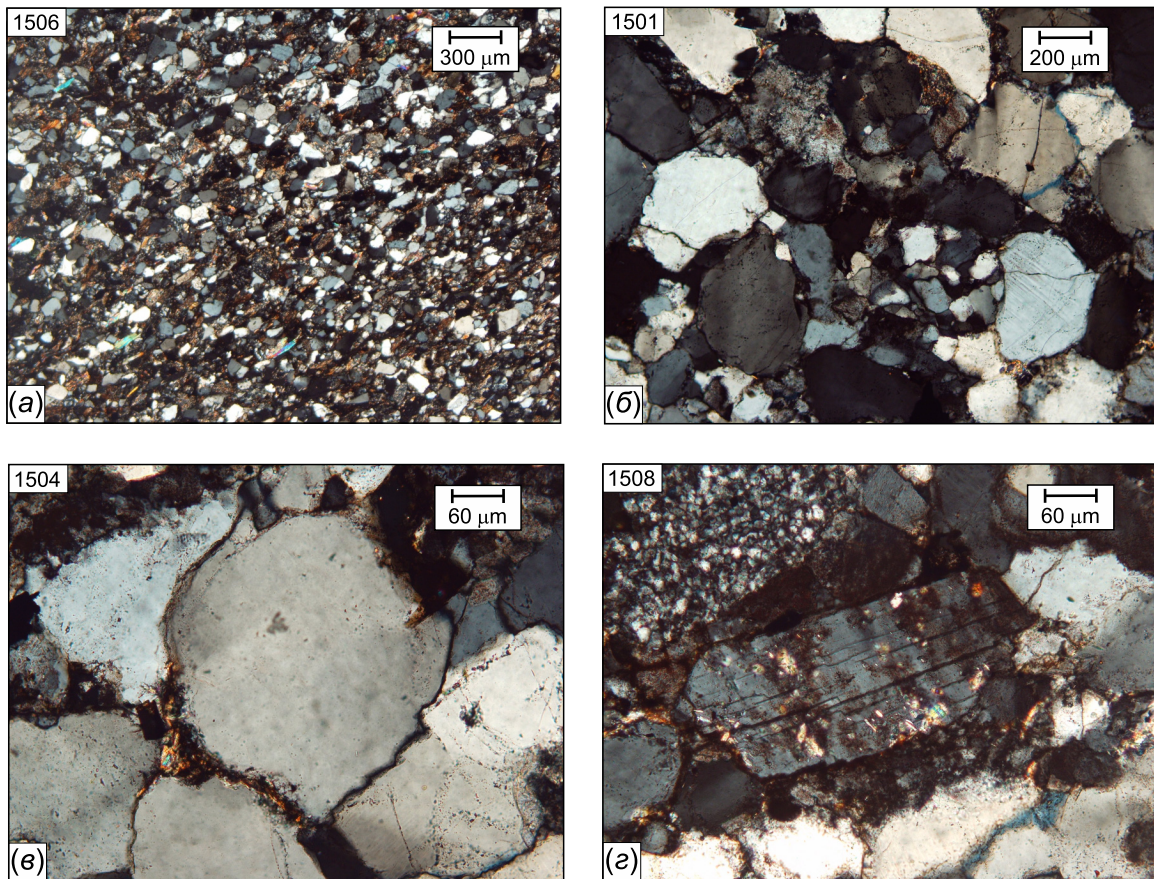


Рис. 5. Микрофотографии шлифов песчаников, алевропесчаников и алевролитов ипситской свиты (николи ×).

Fig. 5. Micrographs of the thin sections of sandstones, aleuropesandstones and aleurolites of the Ipsit suite (nicols ×).

относятся циркон, турмалин, сфен-лейкоксен и апатит.

Содержание обломков пород не превышает 4–10 %, среди них присутствуют гранитоиды, кварциты, доломиты и аргиллиты (рис. 5, б). Эпигенетические преобразования обусловлены регенерацией обломочных зерен кварца (рис. 5, в), пелитизацией калиевых полевых шпатов с образованием глинисто-гидрослюдистого агрегата, серицитизацией плагиоклаза (рис. 5, г), а также хлоритизацией биотита, окварцеванием обломков доломита и образованием аутигенного турмалина. Совокупность этих петрографических признаков свидетельствует об эпигенетической проработке исследованных пород на стадии катагенеза [Yapaskurt, 1994].

## 5. ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

*Петрогенные элементы.* Петрохимическая классификация терригенных пород ипситской свиты проведена с использованием диаграммы Ф.Дж. Петтиджона с соавторами [Pettijohn et al., 1972]. Для генетической типизации была использована система

петрохимических модулей [Yudovich, Ketris, 2000]: ГМ (гидролизатный) =  $(Al_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_3 + FeO) / SiO_2$ , ТМ (титановый) =  $TiO_2 / Al_2O_3$ , ЖМ (железный) =  $(FeO + Fe_2O_3 + MnO) / (Al_2O_3 + TiO_2)$ , ФМ (фемический) =  $(FeO + Fe_2O_3 + MgO) / SiO_2$ , АМ (алюмокремниевый) =  $Al_2O_3 / SiO_2$ . Содержания петрогенных оксидов в песчаниках, алевропесчаниках и алевролитах ипситской свиты, а также рассчитанные значения петрохимических модулей приведены в таблице 1.

На классификационной диаграмме Ф.Дж. Петтиджона с соавторами [Pettijohn et al., 1972] (рис. 6) точки составов терригенных пород ипситской свиты расположились в поле пород, характеризующихся аномально низкими содержаниями  $Na_2O$  и отношением  $\log(Na_2O/K_2O) < -1$ , что свидетельствует о потере Na. Два образца (обр. 1507 и 1508), значение  $\log(Na_2O/K_2O)$  для которых составило  $> -1$ , расположились в поле лититов.

Исследованные породы обнаруживают концентрации  $SiO_2$ , варьирующиеся от 63.42 до 88.35 мас. %. Величина значений гидролизатного модуля (ГМ) не превышает 0.09–0.20, что позволяет классифицировать их как гипосилиты. Исключение составил один образец (табл. 1, обр. 1505), для

Т а б л и ц а 1. Петрохимический состав терригенных пород ипситской свиты

Table 1. Petrochemical composition of the terrigenous rocks of the Ipsit suite

Компонент (мас. %)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	Карагасская серия										
	Ипситская свита										
	1501	1502	1503	1504	1507	1508	1509	1510	1511	1505	1506
SiO <sub>2</sub>	88.35	78.89	75.59	77.27	63.42	76.99	78.58	79.45	74.79	74.81	83.48
TiO <sub>2</sub>	0.09	0.25	0.26	0.41	1.09	0.81	0.40	0.38	0.45	0.47	0.29
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.38	8.49	11.27	10.35	14.25	9.30	9.29	10.24	10.81	11.11	8.39
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.64	1.96	0.40	0.25	2.89	0.74	0.52	0.14	0.51	0.60	0.15
FeO	2.73	2.43	1.28	1.44	5.20	4.70	0.65	0.45	1.91	1.97	0.61
MnO	0.02	0.01	0.00	0.01	0.17	0.11	0.06	0.00	0.02	0.02	0.00
MgO	0.15	0.23	0.08	0.09	2.73	1.56	0.19	0.10	0.85	0.76	0.14
CaO	0.15	0.15	0.66	0.40	0.76	0.35	1.44	0.13	0.86	0.74	0.13
Na <sub>2</sub> O	0.07	0.10	0.07	0.06	1.39	0.98	0.06	0.07	0.08	0.07	0.05
K <sub>2</sub> O	3.37	6.70	9.73	8.97	2.15	1.46	7.33	8.18	7.52	7.66	6.29
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.07	0.08	0.46	0.27	0.13	0.14	0.20	0.19	0.17	0.18	0.10
п.п.п.	0.05	0.32	0.13	0.17	4.40	2.40	0.33	0.18	0.90	1.01	0.12
CO <sub>2</sub>	0.06	0.06	0.06	0.06	0.50	0.16	0.96	0.11	0.65	0.52	0.10
Сумма	100.13	99.67	99.99	99.75	99.08	99.70	100.00	99.62	99.52	99.91	99.85
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	48	67	139	150	2	1	122	117	94	109	126
СИА	52	52	49	50	70	71	47	53	52	53	54
ГМ	0.09	0.17	0.17	0.16	0.37	0.20	0.14	0.14	0.18	0.19	0.11
ТМ	0.02	0.03	0.02	0.04	0.08	0.09	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03
ЖМ	0.76	0.50	0.15	0.16	0.54	0.55	0.13	0.06	0.22	0.22	0.09
ФМ	0.04	0.06	0.02	0.02	0.17	0.09	0.02	0.01	0.04	0.04	0.01

которого отмечается повышенное относительно других образцов значение ГМ=0.37, что в соответствии с классификацией Я.Э. Юдовича и М.П. Кетрис [Yudovich, Ketris, 2000] отвечает нормосилитам. Низкие показатели титанистости (ТМ=0.02–0.09), наряду с положительными корреляциями ТМ-ЖМ ( $r=0.3$ ) и ГМ-ФМ ( $r=0.9$ ) (рис. 7, а, б), свидетельствуют о петрогенной природе терригенных отложений ипситской свиты [Yudovich, Ketris, 2000].

*Редкие и рассеянные элементы.* Содержания редких и рассеянных элементов в породах ипсит-

ской свиты приведены в таблице 2. Для наглядного представления особенностей распределения этих элементов в изученных породах проведено их сопоставление со средним протерозойским кратонным песчаником [Condie, 1993] (далее – СПКП).

Терригенные породы ипситской свиты карагасской серии характеризуются повышенными концентрациями Rb ( $Rb_{cp.}=89$  г/т), Ba ( $Ba_{cp.}=390$  г/т) и Co ( $Co_{cp.}=6$  г/т) относительно СПКП, при этом концентрации Ni в них ( $Ni_{cp.}=12$  г/т) сопоставимы с указанным эталоном. Уровни накопления циркона

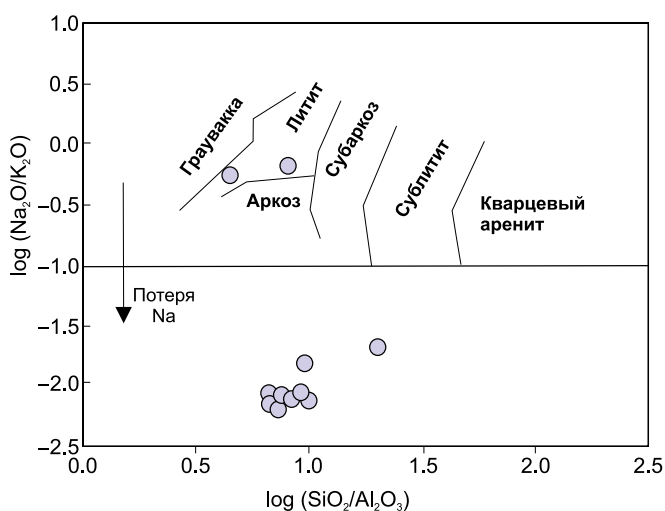


Рис. 6. Классификационная диаграмма  $\log(Na_2O/K_2O) - \log(SiO_2/Al_2O_3)$  для терригенных пород ипситской свиты [Pettijohn et al., 1972].

Fig. 6. Classification diagram  $\log(Na_2O/K_2O) - \log(SiO_2/Al_2O_3)$  for the terrigenous rocks of the Ipsit suite [Pettijohn et al., 1972].



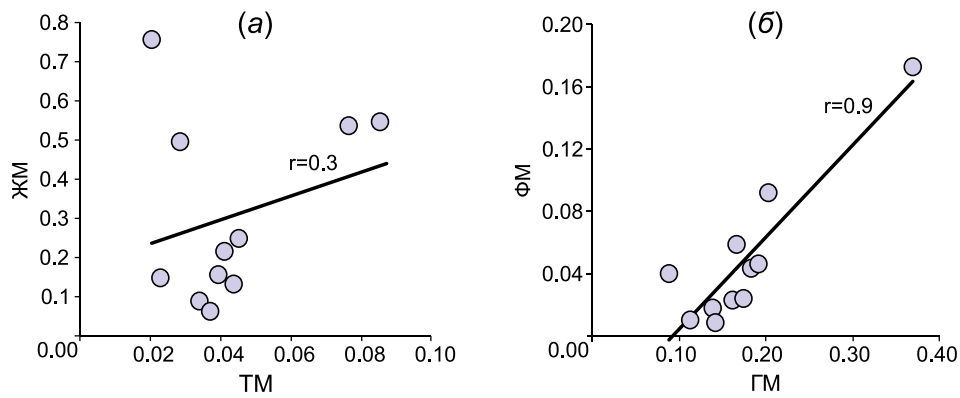


Рис. 7. Диаграммы ТМ-ЖМ (а) и ГМ-ФМ (б) для терригенных пород ипситской свиты.

Fig. 7. TM-IM (a) and HM-FM (b) diagrams for the terrigenous rocks of the Ipsit suite.

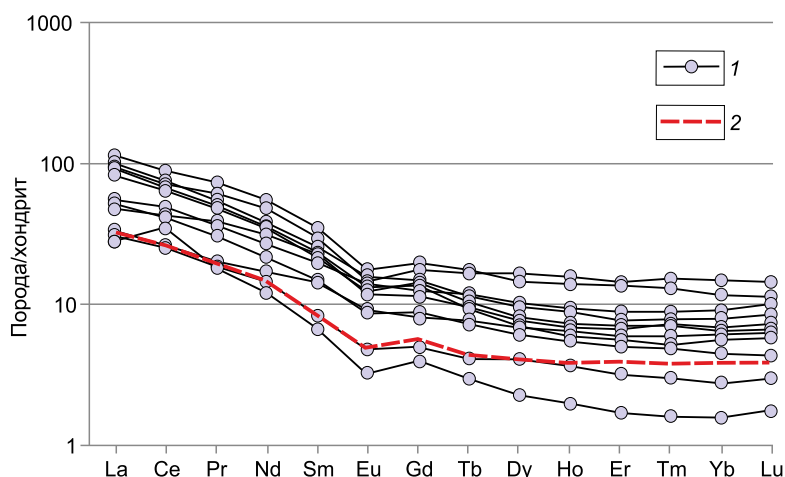
Т а б л и ц а 2. Концентрации редких и рассеянных элементов в терригенных породах базального горизонта ипситской свиты

Table 2. Concentrations of rare and trace elements in the terrigenous rocks from the basal level of the Ipsit suite

Эл.-т. отношение	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	СПКП
	Карагасская серия											
	Ипситская свита											
	1501	1502	1503	1504	1507	1508	1509	1510	1511	1505	1506	
Rb, г/т	46.61	111.25	108.30	106.22	85.66	107.43	102.12	112.50	79.68	68.53	52.76	30.00
Ba	283.40	624.78	339.59	368.64	349.06	455.86	553.37	552.86	312.26	263.81	190.92	190.00
Sr	16.07	21.54	17.17	18.51	42.74	17.02	43.67	58.91	54.17	63.97	45.65	27.00
Y	8.68	11.56	14.10	15.96	29.16	27.12	13.94	16.54	13.72	19.47	21.74	10.30
Zr	202.12	172.23	300.43	345.42	314.01	255.81	249.97	223.20	155.79	211.98	806.99	89.00
Hf	4.94	4.07	7.35	8.15	6.55	5.94	4.02	5.41	21.11	7.67	6.34	2.50
Nb	2.34	6.46	5.10	7.55	5.30	5.94	6.93	8.69	5.19	13.88	12.78	3.70
La	9.73	17.11	16.78	15.05	10.31	25.21	29.80	30.93	16.74	28.73	35.08	10.10
Ce	21.13	32.99	36.14	35.66	21.08	52.44	56.28	59.39	38.35	59.37	76.68	21.60
Pr	2.27	3.63	4.17	4.66	2.46	6.01	5.89	6.61	4.31	7.33	8.69	-
Nd	8.55	12.88	16.41	18.95	9.90	22.06	21.69	22.66	16.15	28.14	32.34	9.00
Sm	1.67	2.88	4.23	4.38	2.82	4.17	4.84	5.01	3.78	5.82	6.60	1.75
Eu	0.35	0.64	1.02	0.91	0.67	0.95	0.99	1.12	1.03	1.23	1.23	0.36
Gd	1.36	2.19	3.11	3.00	2.15	3.72	3.38	3.78	3.30	4.70	5.02	1.52
Tb	0.21	0.35	0.47	0.47	0.36	0.49	0.44	0.56	0.55	0.81	0.82	0.23
Dy	1.33	2.00	2.42	2.57	2.20	2.63	2.27	3.08	3.36	5.11	4.73	-
Ho	0.27	0.39	0.47	0.51	0.45	0.53	0.44	0.62	0.66	1.11	1.00	-
Er	0.70	1.08	1.26	1.45	1.29	1.49	1.16	1.67	1.85	3.01	2.72	-
Tm	0.10	0.16	0.20	0.23	0.19	0.23	0.17	0.25	0.28	0.49	0.41	-
Yb	0.61	0.92	1.23	1.38	1.27	1.35	1.15	1.62	1.88	2.95	2.40	0.84
Lu	0.10	0.14	0.19	0.24	0.21	0.22	0.18	0.27	0.33	0.47	0.36	0.13
Th	2.76	5.09	6.43	7.24	6.57	7.51	7.10	9.20	8.44	8.72	11.32	4.20
U	1.11	2.38	1.80	1.69	1.70	1.23	2.63	4.83	2.21	2.11	1.99	1.20
Ni	11.19	6.85	0.78	5.00	13.00	8.90	26.00	27.00	13.00	43.19	22.94	11.00
Co	2.57	4.17	2.18	0.99	5.80	3.90	8.10	8.90	3.20	18.30	11.42	2.80
Sc	3.10	2.10	3.90	5.20	11.00	3.70	5.50	14.00	3.00	4.00	3.50	2.40
Eu/Eu*	0.7	0.8	0.9	0.8	0.8	0.7	0.7	0.8	0.9	0.7	0.7	0.68
(La/Yb) <sub>n</sub>	10.8	12.6	9.2	7.3	5.5	12.6	17.5	12.9	6.0	6.6	9.9	7.30
(La/Sm) <sub>n</sub>	3.7	3.7	2.5	2.2	2.3	3.8	3.9	3.9	2.8	3.1	3.3	-
(Gd/Yb) <sub>n</sub>	1.8	1.9	2.0	1.8	1.4	2.2	2.4	1.9	1.4	1.3	1.7	-
Th/Sc	0.9	2.4	1.6	1.4	0.6	2.0	1.3	0.7	2.8	2.2	3.2	-
Zr/Sc	65.2	82.0	77.0	66.4	22.7	60.3	28.3	15.1	269.0	78.5	73.1	-
Th/U	2.5	2.1	3.6	4.3	3.9	6.1	2.7	1.9	3.8	4.1	5.7	-
ΣREE	48.4	77.4	88.1	89.5	55.4	121.5	128.7	137.6	92.6	149.3	178.1	-

П р и м е ч а н и е. Нормирование по хондриту (по [Boynnton, 1984]);  $Eu/Eu^* = (Eu_n) / ((Sm)_n \times (Gd)_n^{1/2})$ ;  $\Sigma REE = \Sigma (La-Lu)$ ; СПКП – средний протерозойский кратонный песчаник К. Конди [Condie, 1993].

N o t e. Normalized to chondrite (after [Boynnton, 1984]);  $Eu/Eu^* = (Eu_n) / ((Sm)_n \times (Gd)_n^{1/2})$ ;  $\Sigma REE = \Sigma (La-Lu)$ ; СПКП – Middle Proterozoic craton sandstone (after [Condie, 1993]).



**Рис. 8.** Спектры распределения РЗЭ, нормированные по хондриту [Boynnton, 1984], для терригенных пород ипситской свиты.

1 – спектры распределения РЗЭ для образцов пород ипситской свиты; 2 – спектр распределения РЗЭ СПКП К. Конди [Condie, 1993].

**Fig. 8.** The RRE distribution spectra normalized to chondrite [Boynnton, 1984] for the terrigenous rocks of the Ipsit suite.

1 – REE distribution spectra for the rock samples from the Ipsit suite; 2 – REE distribution spectrum for the medium Proterozoic craton sandstone (MPSS) (after [Condie, 1993]).

( $Zr_{cp.}=294$  г/т), ниобия ( $Nb_{cp.}=7$  г/т) и иттрия ( $Y_{cp.}=17$  г/т), а также радиоактивных элементов ( $Th_{cp.}=7$  г/т;  $U_{cp.}=2.2$  г/т) в два-три раза превышают содержания этих элементов в СПКП.

Для пород ипситской свиты характерны фракционированные спектры распределения редкоземельных элементов ( $La_n/Yb_n=5.5-17.5$ ) и обогащение легкими лантаноидами ( $La_n/Sm_n=2.2-3.9$ ) относительно тяжелых ( $Gd_n/Yb_n=1.3-2.4$ ) (рис. 8). Для всех пород фиксируется отрицательная европиевая аномалия на спектрах распределения РЗЭ ( $Eu/Eu^*=0.72-0.89$ ). В целом, песчаники, алевропесчаники и алевролиты ипситской свиты обнаруживают близкие или повышенные концентрации РЗЭ относительно СПКП [Condie, 1993] (рис. 8).

## 6. U-Pb (LA-ICP-MS) ВОЗРАСТ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ

В ходе исследований было проанализировано 108 зерен детритовых цирконов из алевропесчаника ипситской свиты (обр. 1511). Конкордантные значения были получены для 77 зерен. Возраст самого молодого детритового циркона составил 1770 млн лет, самого древнего – 3501 млн лет. Возраст максимального количества зерен (34 зерна) варьируется в диапазоне от 1769 до 1985 млн лет. Основные пики отвечают значениям 1861 и 1925 млн лет. На кривой относительной вероятности возраста более древние цирконы образуют пики на 2061, 2201, 2500 и 3026 млн лет (рис. 9, табл. 3).

## 7. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

### 7.1. ИСТОРИЯ ВЫВЕТРИВАНИЯ

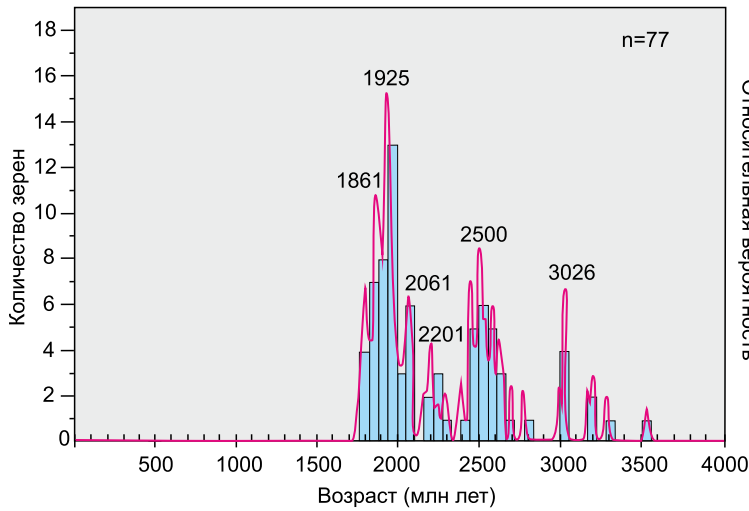
Степень химического преобразования пород в области источника сноса обычно оценивается

при помощи индекса химического выветривания  $CIA=[Al_2O_3/(Al_2O_3+CaO^*+Na_2O+K_2O)]$  [Nesbitt, Young, 1982]. Характер направленности химического преобразования терригенных пород изображается при помощи треугольной диаграммы А-СН-К ( $Al_2O_3-(CaO^*+Na_2O)-K_2O$ ) [Nesbitt, Young, 1989; Sklyarov, 2001]. Кроме того, с помощью этой диаграммы можно оценить применимость индекса CIA при определении степени химического выветривания [McLennan et al., 1993].

На диаграмме А-СН-К (рис. 10) большинство фигуративных точек пород ипситской свиты находятся ниже точки состава СПКП [Condie, 1993] и отклоняются от линии тренда выветривания среднего гранита [Sklyarov, 2001], а также смещаются в сторону полюса «К» (точка состава калиевого полевого шпата), что свидетельствует о выносе  $Na_2O$  и увеличении  $K_2O$  в процессе эпигенетических преобразований [Fedo et al., 1995; Yapaskurt, 1994; Maslov, 2005; Yudovich, Ketris, 2008; McLennan, 2001; Varga, Szakmány, 2004; Varga et al., 2007].

Данный вывод подтверждается петрографическими и петрохимическими характеристиками. Так, отличительными петрографическими характеристиками большинства изученных пород является регенерация обломков кварца и калиевого полевого шпата, а также пелитизация калиевых полевых шпатов с образованием глинисто-гидрослюдистого агрегата (см. рис. 5, в). Характерной петрохимической особенностью этих пород являются резко повышенные содержания  $K_2O$  над  $Na_2O$ , по сравнению с СПКП [Condie, 1993], а значения  $K_2O/Na_2O$  варьируются от 48 до 122 (см. табл. 1).

Фигуративные точки двух образцов алевролитов нижней части ипситской свиты (обр. 1507 и 1508), значения  $K_2O/Na_2O$  для которых составили 1 и 2 (см. табл. 1), расположились на линии тренда выветривания среднего гранита и сместились от точки состава СПКП [Condie, 1993] к точке иллита



**Рис. 9.** Гистограмма и кривая относительной вероятности возраста детритовых цирконов из алевропесчаника ипситской свиты.

**Fig. 9.** The histogram and the curve of relative probability of the age of the detrital zircons from the aleurite sandstone of the Ipsit suite.

**Т а б л и ц а 3. Результаты LA-ICP-MS U-Pb исследования детритовых цирконов**

**Table 3. Results the LA-ICP-MS U-Pb study of detrital zircons**

Номер точки анализа	Возраст, млн лет		$^{208}\text{Pb}/^{238}\text{Th}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	Disc, %
	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$							
Образец 1511; верхняя часть карагасской серии: базальный горизонт ипситской свиты									
Z1511_4	2620.50	19.91	2315.80	24.14	2583.00	10.88	2537.60	21.16	1.79
Z1511_5	2539.60	23.92	2168.10	38.83	2437.60	12.80	2319.30	20.83	5.10
Z1511_8	1972.60	22.62	1775.80	20.17	1962.90	10.76	1955.10	17.12	0.40
Z1511_9	1927.60	29.19	2007.30	46.55	1882.60	13.62	1843.40	17.42	2.13
Z1511_10	1960.40	26.09	1826.80	24.90	1947.40	12.39	1936.60	17.66	0.56
Z1511_11	2178.60	36.26	1655.20	26.58	2035.90	17.87	1899.20	20.20	7.20
Z1511_12	3022.70	19.01	2794.50	36.43	3062.10	11.25	3124.20	25.49	-1.99
Z1511_13	3026.80	23.80	2392.90	29.08	2910.50	13.89	2746.60	25.41	5.97
Z1511_14	1853.80	24.95	1787.80	20.83	1868.80	11.58	1883.20	17.03	-0.76
Z1511_16	2703.60	20.65	2517.00	26.13	2701.80	11.63	2700.50	23.04	0.05
Z1511_17	3206.30	17.13	3516.20	30.63	3199.40	10.36	3189.30	24.96	0.32
Z1511_18	2586.70	18.76	2453.80	24.14	2568.80	10.33	2546.90	21.08	0.86
Z1511_19	2613.80	24.36	2294.40	27.93	2542.90	13.35	2455.60	22.42	3.56
Z1511_20	1856.70	21.05	1796.80	17.16	1924.20	9.90	1988.00	17.21	-3.21
Z1511_22	2396.20	20.01	2390.40	23.99	2416.50	10.70	2441.10	20.69	-1.01
Z1511_23	2533.00	20.50	2273.40	24.34	2529.50	11.22	2525.60	21.56	0.15
Z1511_24	1956.00	33.87	1952.10	31.20	1935.90	16.41	1917.40	20.11	0.96
Z1511_25	1930.10	22.27	1969.90	22.98	1924.70	10.60	1919.90	17.04	0.25
Z1511_26	1966.90	21.03	1898.60	20.13	1989.70	10.18	2012.00	17.56	-1.11
Z1511_27	1950.90	27.37	1920.50	28.10	1961.30	13.22	1971.30	18.69	-0.51
Z1511_28	1885.60	22.21	1664.50	16.37	1887.30	10.46	1889.00	16.79	-0.09
Z1511_29	1961.40	29.90	1717.00	23.78	1937.60	14.27	1915.60	18.56	1.15
Z1511_30	3031.30	18.09	6176.20	54.74	2985.60	10.77	2918.40	23.83	2.30
Z1511_31	2206.60	24.35	1945.50	20.20	2064.80	12.25	1925.70	17.90	7.22
Z1511_33	1924.00	22.91	1813.30	20.79	1949.70	11.00	1974.00	17.69	-1.23
Z1511_34	2037.80	30.48	1939.90	28.05	2034.90	14.99	2031.80	20.07	0.15
Z1511_35	2067.10	24.78	2046.90	27.41	2058.80	12.28	2050.40	18.81	0.41
Z1511_37	3501.30	29.54	4418.80	56.05	3329.60	18.47	3051.50	34.94	9.11
Z1511_39	2990.40	21.23	3360.40	41.06	2992.40	12.62	2995.00	26.08	-0.09
Z1511_44	2444.40	29.64	2544.60	46.64	2399.60	15.91	2346.70	23.47	2.25
Z1511_45	1985.90	24.48	1391.90	16.58	1946.60	11.88	1909.30	17.71	1.95
Z1511_46	1858.80	28.09	1598.70	20.21	1848.50	13.14	1838.90	17.62	0.52
Z1511_47	1910.40	33.71	1685.20	31.37	1915.40	16.21	1919.50	20.13	-0.21
Z1511_48	2641.90	20.18	2605.80	27.45	2629.00	11.46	2611.70	22.52	0.66
Z1511_51	1926.50	29.26	1660.40	19.17	1896.10	13.97	1868.00	18.36	1.50
Z1511_52	2513.00	23.06	2158.40	24.78	2512.10	12.80	2510.50	22.81	0.06
Z1511_53	2504.80	24.42	2435.70	31.33	2532.00	13.61	2565.40	23.93	-1.30
Z1511_54	2200.80	26.31	1985.50	28.70	2162.80	13.55	2122.40	20.28	1.90
Z1511_55	2006.80	22.30	2592.70	32.78	2013.10	11.08	2018.80	18.27	-0.28

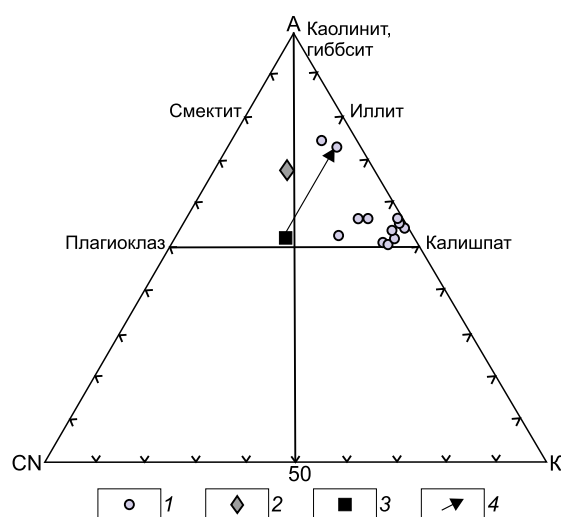
Окончание таблицы 3

End of Table 3

Номер точки анализа	Возраст, млн лет		$^{208}\text{Pb}/^{238}\text{Th}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{Pb}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		Disc., %
	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$		$\pm 1\sigma$		$\pm 1\sigma$		$\pm 1\sigma$	
Z1511_56	2493.90	21.50	2260.10	26.58	2493.60	11.93	2492.70	22.06	0.04
Z1511_57	2152.10	35.20	1991.00	31.34	2013.90	17.45	1881.30	20.26	7.05
Z1511_58	1943.90	28.11	1766.20	24.42	1934.50	13.57	1925.10	18.63	0.49
Z1511_59	1803.90	24.76	1851.00	24.03	1855.90	11.68	1902.20	17.70	-2.43
Z1511_60	1874.30	29.21	1766.80	29.47	1872.70	13.89	1870.80	18.47	0.10
Z1511_61	1914.80	25.13	2601.20	42.09	1907.80	12.12	1901.00	17.88	0.36
Z1511_62	1885.60	24.19	1701.60	22.05	1878.50	11.61	1871.60	17.47	0.37
Z1511_64	1912.40	26.78	2139.50	29.08	1880.50	12.84	1851.30	17.82	1.58
Z1511_65	2041.60	26.52	1819.10	21.53	1988.20	13.15	1936.80	18.64	2.65
Z1511_66	2440.50	22.43	2172.20	24.28	2439.90	12.39	2438.70	22.02	0.05
Z1511_68	1881.50	30.11	1785.70	28.07	1890.90	14.42	1899.20	19.02	-0.44
Z1511_70	1921.30	27.22	2057.70	55.13	1852.10	13.00	1790.70	17.42	3.43
Z1511_71	2461.10	23.07	2504.30	32.14	2523.20	12.92	2600.70	23.60	-2.98
Z1511_72	1878.10	28.18	1752.60	23.21	1861.30	13.44	1846.10	18.09	0.82
Z1511_79	1810.00	25.16	1667.80	21.22	1845.60	12.01	1877.30	17.83	-1.69
Z1511_80	2043.50	40.39	3522.80	96.21	1984.30	19.80	1928.00	22.04	2.92
Z1511_81	2497.10	23.74	2272.30	31.32	2509.70	13.37	2525.40	23.33	-0.62
Z1511_83	2442.80	25.05	2375.60	31.66	2426.90	13.89	2408.30	22.83	0.77
Z1511_84	1984.50	49.26	1864.10	46.63	1894.80	23.61	1814.20	23.18	4.44
Z1511_85	2245.90	30.84	2406.70	37.68	2098.80	15.89	1952.40	20.28	7.50
Z1511_86	2289.90	24.99	2390.10	30.70	2286.00	13.49	2281.90	21.63	0.18
Z1511_87	2768.10	22.56	2988.50	36.48	2704.80	13.34	2621.40	23.99	3.18
Z1511_88	1934.50	26.70	2135.20	39.17	1969.50	13.26	2003.40	19.43	-1.69
Z1511_89	2074.40	26.89	2363.10	32.82	2011.20	13.64	1950.70	19.20	3.10
Z1511_90	2581.90	22.64	4150.80	52.57	2572.10	13.07	2560.30	23.37	0.46
Z1511_92	3287.00	24.26	2221.10	34.28	3293.60	15.45	3305.70	31.27	-0.37
Z1511_93	2463.30	25.34	2417.80	37.66	2509.00	14.32	2566.70	24.35	-2.25
Z1511_94	1769.80	31.50	1662.20	24.39	1821.10	14.83	1867.10	19.07	-2.46
Z1511_95	1843.70	41.28	1588.40	23.64	1838.60	19.51	1835.00	21.20	0.20
Z1511_97	1805.00	28.09	1919.60	32.72	1820.20	13.42	1834.50	18.22	-0.78
Z1511_99	2062.20	29.59	2009.50	30.88	2114.50	15.30	2170.00	22.00	-2.56
Z1511_100	1776.20	28.37	1801.10	26.29	1858.10	13.62	1933.30	19.15	-3.89
Z1511_101	2565.90	26.35	2782.20	39.86	2546.90	15.15	2524.90	24.68	0.87
Z1511_102	2493.60	26.36	2527.50	39.18	2496.30	14.99	2501.60	24.35	-0.21
Z1511_103	2558.00	46.44	2682.70	59.44	2592.20	28.08	2638.20	43.08	-1.74
Z1511_104	1856.90	30.63	1604.80	22.99	1851.90	14.80	1849.00	19.00	0.16
Z1511_106	3177.80	22.41	3010.00	39.37	3189.20	14.38	3210.10	28.70	-0.65
Z1511_107	1825.10	31.51	1871.30	31.46	1883.10	15.30	1938.10	20.08	-2.84

Примечание. Disc., % – конкордантность. При оценке возраста использовались данные по отношению  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ .

Note. Disc., % – concordance. The  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ratio was used to estimate ages.

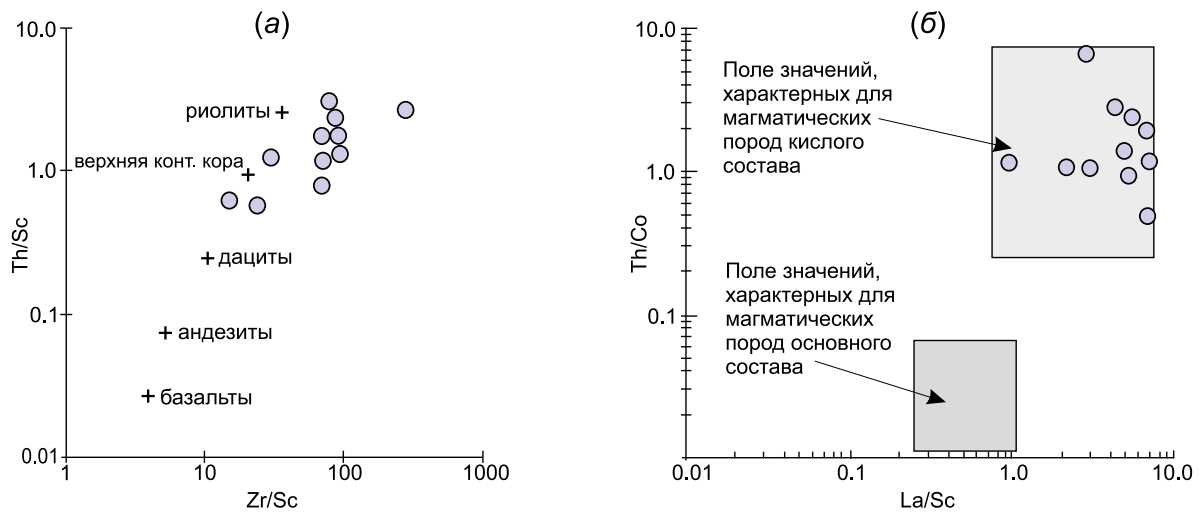


**Рис. 10.** Диаграмма A-CN-K ( $\text{Al}_2\text{O}_3-(\text{CaO}^*+\text{Na}_2\text{O})-\text{K}_2\text{O}$ ) [Nessbit, Young, 1989].

1 – точки составов образцов пород ипситской свиты; 2 – фигуративная точка среднего протерозойского песчаника К. Конди [Condie, 1993]; 3 – фигуративная точка среднего гранита [Taylor, McLennan, 1985]; 4 – тренд выветривания среднего гранита [Condie, 1993].

**Fig. 10.** Diagram A-CN-K ( $\text{Al}_2\text{O}_3-(\text{CaO}^*+\text{Na}_2\text{O})-\text{K}_2\text{O}$ ) [Nessbit, Young, 1989].

1 – points of composition of the Ipsit suite rock samples; 2 – figurative point the medium Proterozoic sandstone (after [Condie, 1993]; 3 – figurative point of medium granite (after [Taylor, McLennan, 1985]; 4 – weathering trend of medium granite (after [Condie, 1993]).



**Рис. 11.** Диаграммы Th/Sc – Zr/Sc (a) [McLennan et al., 1993] и Th/Co – La/Sc (б) [Cullers, 2002] для терригенных пород ипситской свиты.

**Fig. 11.** Diagrams Th/Sc – Zr/Sc (a) [McLennan et al., 1993] and Th/Co – La/Sc (б) [Cullers, 2002] for the terrigenous rocks of the Ipsit suite.

(рис. 10). Подобное положение точек может указывать на процесс разложения полевых шпатов в ходе эпигенетических преобразований, приводящий к формированию иллита [Yapaskurt, 1994; Fedo et al., 1995; Yudovich, Ketris, 2008]. Петрографические особенности данных пород подтверждают этот вывод, а именно, здесь отмечается пелитизация обломочных зерен калиевых полевых шпатов и серицитизация плагиоклазов (см. рис. 5, з).

Так как при расчете индекса химического выветривания CIA учитываются доли  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$ , а для большинства изученных образцов содержание этих оксидов не является первичным, оценка степени выветривания пород в области источника сноса при помощи индекса CIA возможна только для образцов, значение  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  для которых не превышает 1–2 (см. табл. 1). Значения индекса CIA для этих образцов составляют 70 и 71, что свидетельствует об умеренной степени зрелости обломочного материала, поступавшего в бассейн седиментации (см. табл. 1).

## 7.2. Состав пород в области источника сноса

Среди обломочной массы песчаников, алевропесчаников и алевролитов ипситской свиты повсеместно отмечаются обломки гранитоидов и кварцитов. Набор акцессорных минералов в проанализированных образцах (циркон, турмалин, апатит, рутил) типичен для пород кислого состава, главным образом гранитоидов, что в совокупности может указывать на преобладание этих пород в области источника сноса.

Все исследованные породы ипситской свиты обнаруживают фракционированные спектры распределения РЗЭ, имеют крутой наклон и демонстрируют обогащение легкими лантаноидами относительно тяжелых ( $\text{La}_n/\text{Yb}_n=5.5-17.7$ ). Для всех пород нижней части ипситской свиты характерно наличие отрицательной европиевой аномалии ( $\text{Eu}/\text{Eu}^*=0.7-0.9$ ), что свидетельствует о преобладании кислых магматических пород в области источника сноса (см. рис. 8; см. табл. 2) [Taylor, McLennan, 1985]. Анализ отношений концентраций таких редких элементов, как торий, кобальт и скандий, подтверждает эти выводы. Так, на диаграммах Th/Sc – Zr/Sc (рис. 11, а) [McLennan et al., 1993] и Th/Co – La/Sc (рис. 11, б) [Cullers, 2002] точки составов терригенных пород ипситской свиты расположились в полях значений, характерных для магматических пород кислого состава. Магматические породы кислого состава в значительных количествах представлены в докембрийском фундаменте Сибирского кратона, подстилающем отложения карагасской серии [Khomentovsky et al., 1972; Shenfil', 1991; Sklyarov, 2006; и др.].

## 7.3. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ U-Pb (LA-ICP-MS) ИССЛЕДОВАНИЯ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ

Изотопные исследования детритовых цирконов из алевропесчаника нижней части ипситской свиты показали, что цирконы имеют исключительно архейско-раннепротерозойский возраст. Максимальное количество детритовых цирконов с возрастом от 1769 до 1985 млн лет позволяет допус-

катель, что основными поставщиками обломочного материала в бассейн седиментации ипситской свиты могли выступать кислые магматические породы гранитоидов саянского комплекса и вулканитов мальцевской толщи елашской серии Бирюсинского блока [Levitskii et al., 2002; Turkina et al., 2003, 2006; Donskaya et al., 2014, 2016, 2018]. Кроме того, возраст детритовых цирконов из алевропесчаника ипситской свиты идентичен возрасту пород, распространенных на юге Сибирского кратона [Rojas-Agramonte et al., 2011]. Следует отметить, что возрастные спектры, полученные по детритовым цирконам из алевропесчаника нижней части ипситской свиты, аналогичны возрастным спектрам по детритовым цирконам из нижележащих терригенных пород шангулежской и тагульской свит карагасской серии [Gladkochub et al., 2019].

## 8. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основываясь на результатах, полученных в ходе настоящего исследования, можно сделать следующие выводы.

1. Исследованные терригенные породы нижней части ипситской свиты обнаруживают преимущественно аркозовый состав. Большинство исследованных пород характеризуются наличием признаков эпигенетических преобразований на стадии катагенеза.

2. Генетическая типизация, проведенная при помощи петрохимических модулей, свидетельствует

о петрогенной природе исследованных пород. Петрохимические особенности большинства исследованных пород обнаруживают повышенные концентрации  $K_2O$  при весьма низких значениях  $Na_2O$ , что подтверждает вывод об эпигенетической проработке исследованных пород.

3. Характер распределения редких и рассеянных элементов указывает на преобладание кислых магматических пород в области источника терригенных отложений ипситской свиты.

4. Возраст детритовых цирконов из алевропесчаников ипситской свиты свидетельствует о том, что в бассейн седиментации обломочный материал поступал, по-видимому, с южной окраины Сибирского кратона, преимущественно с Бирюсинского блока. Схожесть возрастных спектров по детритовым цирконам из алевропесчаника ипситской свиты и по нижележащим породам шангулежской и тагульской свит карагасской серии может свидетельствовать о седиментации этих пород при поступлении обломочного материала из одного источника.

## 9. БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена при поддержке РФФ (проект № 16-17-10180) (U-Pb геохронологические исследования детритовых цирконов) и РФФИ (проект № 18-35-00064) (петрографические и литогеохимические исследования).

## 10. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

- Belichenko V.G., Sklyarov E.V., Dobretsov N.L., Tomurtogoo O., 1994. Geodynamic map of the Paleasian ocean. Eastern segment. *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 35 (7–8), 29–40 (in Russian) [Беличенко В.Г., Склярлов Е.В., Добрецов Н.Л., Томуртоого О. Геодинамическая карта Палеоазиатского океана. Восточный сегмент // *Геология и геофизика*. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 29–40].
- Boynnton W.V., 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements; meteorite studies. In: P. Henderson (Ed.), *Rare earth element geochemistry. Developments in Geochemistry*. Vol. 2. Elsevier, Amsterdam, p. 63–114. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3>.
- Bragin S.S., 1986. Some problems of the Karagass series of the Late Riphean in the Sayan region. In: V.V. Khomentovskiy, V.Yu. Shenfil (Eds.), *Late Precambrian and Early Paleozoic of Siberia. Stratigraphy and paleontology*. IGG SB RAS, Novosibirsk, p. 32–39 (in Russian) [Брагин С.С. Некоторые проблемы стратиграфии карагасской серии позднего рифея Присяня // *Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Стратиграфия и палеонтология* / Ред. В.В. Хоментовский, В.Ю. Шенфиль. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1986. С. 32–39.
- Buyantuev M.D., Khubanov V.B., Vrublevskaya T.T., 2017. U-Pb LA-ICP-MS dating of zircons from subvolcanics of the bimodal dyke series of the Western Transbaikalia: Technique, and evidence of the Late Paleozoic extension of the crust. *Geodynamics & Tectonophysics* 8 (2), 369–384 (in Russian) [Буянтуев М.Д., Хубанов В.Б., Врублевская Т.Т. U-Pb LA-ICP-MS датирование цирконов из субвулканитов бимодальной дайковой серии Западного Забайкалья: методика, свидетельства позднепалеозойского растяжения земной коры // *Геодинамика и тектонофизика*. 2017. Т. 8. № 2. С. 369–384]. <https://doi.org/10.5800/GT-2017-8-2-0246>.
- Condie K.C., 1993. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. *Chemical Geology* 104 (1–4), 1–37. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(93\)90140-E](https://doi.org/10.1016/0009-2541(93)90140-E).
- Cullers R.L., 2002. Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA. *Chemical Geology* 191 (4), 305–327. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(02\)00133-X](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00133-X).

- Decisions of the All-Union Stratigraphic Meeting on Precambrian, Paleozoic and Quaternary System of Central Siberia. Part 1. Upper Proterozoic and Lower Paleozoic, 1983. Novosibirsk, 214 p. (in Russian) [Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Ч. 1. Верхний протерозой и нижний палеозой. Новосибирск, 1983. 214 с.]*
- Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Lvov P.A., Demonterova E.I., Motova Z.L., 2018. Sayan-Biryusa volcanoplutonic belt (southern part of the Siberian craton): age and petrogenesis. Russian Geology and Geophysics (in press) (in Russian) [Донская Т.В., Гладкоhub Д.П., Мазукабзов А.М., Львов П.А., Демонтерова Е.И., Мотова З.Л. Саяно-Бирюсинский вулканоплутонический пояс (южная часть Сибирского кратона): возраст и петрогенезис // Геология и геофизика. 2018 (в печати)].*
- Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Motova Z.L., Lvov P.A., 2016. The new Early Proterozoic Sayan-Biryusa volcanoplutonic belt in the southern part of the Siberian craton. In: Geodynamic evolution of the lithosphere of the Central Asian mobile belt (from ocean to continent). Issue 14. IEC SB RAS, Irkutsk, p. 82–84 (in Russian) [Донская Т.В., Гладкоhub Д.П., Мазукабзов А.М., Мотова З.Л., Львов П.А. Новый Саяно-Бирюсинский раннепротерозойский вулканоплутонический пояс в южной части Сибирского кратона // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 14. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2016. С. 82–84].*
- Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Wingate M.T.D., 2014. Early Proterozoic postcollisional granitoids of the Biryusa block of the Siberian craton. Russian Geology and Geophysics 55 (7), 812–823. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2014.06.002>.*
- Fedo C.M., Nesbitt H.W., Young G.M., 1995. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. Geology 23 (10), 921–924. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1995\)023<0921:UTEOPM>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<0921:UTEOPM>2.3.CO;2).*
- Galimova T.F., Pashkova A.G., Povarintseva S.A., Perfiliev V.V., Namolova M.M., Andryushchenko S.V., Denisenko E.P., Permyakov S.A., Mironyuk E.P., Timashkov A.N., Plekhanov A.O., 2012. The State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1:1000000 (third generation). Angara-Enisey Series. Sheet N-47 – Nizhneudinsk. Explanatory Note. VSEGEI Cartographic Factory, Saint Petersburg, 652 p. + 14 incl. (in Russian) Галимова Т.Ф., Пашкова А.Г., Поваринцева С.А., Перфильев В.В., Намолова М.М., Андриященко С.В., Денисенко Е.П., Пермяков С.А., Миронюк Е.П., Тимашков А.Н., Плеханов А.О. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Ангаро-Енисейская. Лист N-47 – Нижнеудинск. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012. 652 с. + 14 вкл.]*
- Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Stanevich A.M., Pisarevsky S.A., Zhang S., Motova Z.L., Mazukabzov A.M., Li H., 2019. U-Pb detrital zircon geochronology and provenance of Neoproterozoic sedimentary rocks in southern Siberia: New insights into breakup of Rodinia and opening of Paleo-Asian ocean. Gondwana Research 65, 1–16. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2018.07.007>.*
- Gladkochub D., Pisarevsky S., Donskaya T., Natapov L., Mazukabzov A., Stanevich A., Sklyarov E., 2006. The Siberian craton and its evolution in terms of the Rodinia hypothesis. Episodes 29 (3), 169–174.*
- Gordienko I.V., 2006. Geodynamic evolution of late baikalides and paleozooids in the folded periphery of the Siberian craton. Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics) 47 (1), 51–67.*
- Khomentovsky V.V., Shenfil V.Yu., Yakshin M.S., Butakov E.P., 1972. Reference Sections of the Precambrian and Lower Cambrian Sediments of the Siberian platform. Nauka, Moscow, 356 p. (in Russian) [Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Якшин М.С., Бутаков Е.П. Опорные разрезы отложений докембрия и нижнего кембрия Сибирской платформы. М.: Наука, 1972. 356 с.]*
- Khubanov V.B., Buyantuev M.D., Tsygankov A.A., 2016. U–Pb dating of zircons from PZ3–MZ igneous complexes of Transbaikalia by sector-field mass spectrometry with laser sampling: technique and comparison with SHRIMP. Russian Geology and Geophysics 57 (1), 190–205. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2016.01.013>.*
- Letnikova E.F., Kuznetsov A.B., Vishnevskaya I.A., Veshcheva S.V., Proshenkin A.I., Geng H., 2013. 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. Russian Geology and Geophysics 54 (10), 1177–1194. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2013.09.004>.*
- Levitskii V.I., Mel'nikov A.I., Reznitskii L.Z., Bibikova E.V., Kirnozova T.I., Kozakov I.K., Makarov V.A., Plotkina Y.V., 2002. Early Proterozoic postcollisional granitoids in southwestern Siberian craton. Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics) 43 (8), 717–731.*
- Logvinenko N.V., 1974. Petrography of Sedimentary Rocks. Vysshaya Shkola, Moscow, 400 p. (in Russian) [Логвиненко Н.В. Петрография осадочных пород. М.: Высшая школа, 1974. 400 с.]*
- Maslov A.V., 2005. Sedimentary Rocks: Studying and Data Interpreting Methods. Publishing House of the Ural State Mining University, Ekaterinburg, 289 p. (in Russian) [Маслов А.В. Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных. Екатеринбург: Изд-во УГТУ, 2005. 289 с.]*
- McLennan S.M., 2001. Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 2 (4), 1021. <http://dx.doi.org/10.1029/2000GC000109>.*
- McLennan S.M., Hemming S., McDaniel D.K., Hanson G.N., 1993. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. In: M.J. Johnsson, A. Basu (Eds.), Processes controlling the composition of clastic sediments. Geological Society of America Special Papers, vol. 284, p. 21–40. <https://doi.org/10.1130/SPE284-p21>.*

- Nesbitt H.W., Young G.M., 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature* 299 (5885), 715–717. <https://doi.org/10.1038/299715a0>.
- Nesbitt H.W., Young G.M., 1989. Formation and diagenesis of weathering profiles. *The Journal of Geology* 97 (2), 129–147.
- Panteeva S.V., Gladkochoub D.P., Donskaya T.V., Markova V.V., Sandimirova G.P., 2003. Determination of 24 trace elements in felsic rocks by inductively coupled plasma mass spectrometry after lithium metaborate fusion. *Spectrochimica Acta Part B: Atomic Spectroscopy* 58 (2), 341–350. [https://doi.org/10.1016/S0584-8547\(02\)00151-9](https://doi.org/10.1016/S0584-8547(02)00151-9).
- Pettijohn F.J., Potter P.E., Siever R., 1972. Sand and Sand-stones. Springer, New York, 158 p.
- Priyatkina N., Collins W.J., Khudoley A.K., Letnikova E.F., Huang H.Q., 2018. The Neoproterozoic evolution of the western Siberian craton margin: U-Pb-Hf isotopic records of detrital zircons from the Yenisey ridge and the Prisayan uplift. *Precambrian Research* 305, 197–217. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.12.014>.
- Revenko A.G., 2014. Physical and chemical methods of researching rocks and minerals in the Analytical Centre of the Institute of the Earth's Crust, SB RAS. *Geodynamics & Tectonophysics* 5 (1), 101–114 (in Russian) [Ревенко А.Г. Физические и химические методы исследования горных пород и минералов в Аналитическом центре ИЗК СО РАН // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5. № 1. С. 101–114]. <https://doi.org/10.5800/GT-2014-5-1-0119>.
- Rojas-Agramonte Y., Kröner A., Demoux A., Xia X., Wang W., Donskaya T., Liu D., Sun M., 2011. Detrital and xenocrystic zircon ages from Neoproterozoic to Palaeozoic arc terranes of Mongolia: significance for the origin of crustal fragments in the Central Asian Orogenic Belt. *Gondwana Research* 19 (3), 751–763. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2010.10.004>.
- Shenfil' V.Yu., 1991. Late Precambrian of the Siberian Platform. Nauka, Novosibirsk, 185 p. (in Russian) [Шенфиль В.Ю. Поздний докембрий Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1991. 185 с.].
- Sklyarov E.V. (Ed.), 2001. Interpretation of Geochemical Data. Internet Engineering, Moscow, 288 p. (in Russian) [Интерпретация геохимических данных / Ред. Е.В. Скляров. М.: Интернет Инжиниринг, 2001. 288 с.].
- Sklyarov E.V. (Ed.), 2006. Precambrian Evolution of Southern Part of the Siberian craton. Siberian Branch of RAS Publishing House, Novosibirsk, 367 p. (in Russian) [Эволюция южной части Сибирского кратона в докембрии / Ред. Е.В. Скляров. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2006. 367 с.].
- Sovetov Yu.K., Komlev D.A., 2005. Tillites at the base of the Oselok Group, foothills of the Sayan Mountains, and the Vendian lower boundary in the southwestern Siberian platform. *Stratigraphy and Geological Correlation* 13 (4), 337–366.
- Sovetov Yu.K., Krechetov D.V., Solovetskaya L.V., 2012. Pre-Vendian sedimentary cycle (sequence) of the Sayan region: sedimentation conditions and lithostratigraphic correlation. In: Geodynamic evolution of the lithosphere of the Central Asian mobile belt (from ocean to continent). Issue 10. Vol. 2. IEC SB RAS, Irkutsk, p. 84–86 (in Russian) [Советов Ю.К., Кречетов Д.В., Соловецкая Л.В. Предвендский седиментационный цикл (сиквенс) Присяня: условия осадконакопления и литостратиграфическая корреляция // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 10. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2012. Т. 2. С. 84–86].
- Stanevich A.M., Mazukabzov A.M., Postnikov A.A., Nemerov V.K., Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Kornilova T.A., 2007. Northern segment of the Paleosian ocean: Neoproterozoic deposition history and geodynamics. *Russian Geology and Geophysics* 48 (1), 46–60. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2006.12.005>.
- Stanevich A.M., Nemerov V.K., Chatta E.N., 2006. Proterozoic Microfossils of the Sayan-Baikal Folded Area. Environment, Nature and Classification. Geo, Novosibirsk, 204 p. (in Russian) [Станевич А.М., Немеров В.К., Чатта Е.Н. Микрофоссилии протерозоя Саяно-Байкальской складчатой области. Обстановки обитания, природа и классификация. Новосибирск: Гео, 2006. 204 с.].
- Taylor S.R., McLennan S.M., 1985. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Blackwell, London, 312 p. [Русский перевод: Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.].
- Turkina O.M., Bibikova E.V., Nozhkin A.D., 2003. Stages and geodynamic settings of Early Proterozoic granite formation on the southwestern margin of the Siberian craton. *Doklady Earth Sciences* 389 (2), 159–163.
- Turkina O.M., Nozhkin A.D., Bayanova T.B., 2006. Sources and formation conditions of Early Proterozoic granitoids from the southwestern margin of the Siberian craton. *Petrology* 14 (3), 262–283. <https://doi.org/10.1134/S0869591106030040>.
- Varga A.R., Szakmány G., 2004. Geochemistry and provenance of the upper carboniferous sandstones from Borehole Diósvizsló-3 (Téseny Sandstone Formation, SW Hungary). *Acta Mineralogica-Petrographica, Szeged* 45 (2), 7–14.
- Varga A., Szakmány G., Árgyelán T., Józsa S., Raucsik B., Máthé Z., 2007. Complex examination of the Upper Paleozoic siliciclastic rocks from southern Transdanubia, SW Hungary – Mineralogical, petrographic, and geochemical study. In: J. Arribas, M.J. Johnsson, S. Critelli (Eds.), Sedimentary provenance and petrogenesis: perspectives from petrography and geochemistry. Geological Society of America Special Papers, vol. 420, p. 221–240. [https://doi.org/10.1130/2006.2420\(14\)](https://doi.org/10.1130/2006.2420(14)).
- Yapaskurt O.V., 1994. Stage Analysis of Lithogenesis. MSU Publishing House, Moscow, 142 p. (in Russian) [Япаскерт О.В. Стадиальный анализ литогенеза. М.: Изд-во МГУ, 1994. 142 с.].



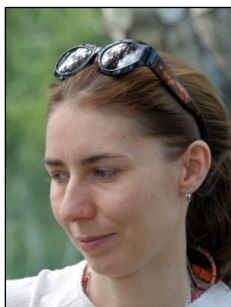
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P.*, 2000. Fundamentals of Lithochemistry. Nauka, St. Petersburg, 497 p. (in Russian) [Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 497 с.].
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P.*, 2008. Mineral Indicators of Lithogenesis. Geoprint, Syktyvkar, 564 p. (in Russian) [Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Минеральные индикаторы литогенеза. Сыктывкар: Геопринт, 2008. 564 с.].
- Zonenshayn L.P., Kuz'min M.I., Natapov L.M.*, 1990. Tectonics of the Lithospheric Plates of the USSR Territory. Nedra, Moscow, Vol. 1, 327 p., Vol. 2, 334 p. (in Russian) [Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Т. 1. 327 с., Т. 2. 334 с.].



**Зинаида Леонидовна Мотова**, канд. геол.-мин. наук, м.н.с.  
Институт земной коры СО РАН  
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

✉ e-mail: [motova@crust.irk.ru](mailto:motova@crust.irk.ru)  
ORCID ID <https://orcid.org/0000-0002-1708-2626>

**Zinaida L. Motova**, Candidate of Geology and Mineralogy, Junior Researcher  
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS  
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia



**Татьяна Владимировна Донская**, канд. геол.-мин. наук, в.н.с.  
Институт земной коры СО РАН  
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

e-mail: [tanlen@crust.irk.ru](mailto:tanlen@crust.irk.ru)  
ORCID ID <https://orcid.org/0000-0003-1141-0518>

**Tatiana V. Donskaya**, Candidate of Geology and Mineralogy, Lead Researcher  
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS  
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia



**Дмитрий Петрович Гладкочуб**, член-корреспондент РАН, докт. геол.-мин. наук, директор института  
Институт земной коры СО РАН  
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

e-mail: [dima@crust.irk.ru](mailto:dima@crust.irk.ru)  
ORCID ID <https://orcid.org/0000-0001-7227-8253>

**Dmitry P. Gladkochub**, Corresponding Member of RAS, Doctor of Geology and Mineralogy,  
Director of the Institute  
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS  
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia



**Валентин Борисович Хубанов**, канд. геол.-мин. наук, с.н.с.  
Геологический институт СО РАН  
670047, Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6а, Россия  
Бурятский государственный университет  
670000, Улан-Удэ, ул. Смолина, 24а, Россия

e-mail: [khubanov@mail.ru](mailto:khubanov@mail.ru)  
ORCID ID <https://orcid.org/0000-0001-5237-6614>

**Valentin B. Khubanov**, Candidate of Geology and Mineralogy, Senior Researcher  
Geological Institute, Siberian Branch of RAS  
6a Sakhyanova street, Ulan-Ude 670047, Russia  
Buryat State University  
24a Smolin street, Ulan-Ude 670000, Russia