

УДК 550.42+235.223

ИСТОЧНИКИ СНОСА ВЕНДСКИХ ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ ПОРОД ТУНКИНСКИХ ГОЛЬЦОВ, ВОСТОЧНЫЙ САЯН: РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНЫХ, ГЕОХИМИЧЕСКИХ И МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

© 2020 г. С. И. Школьник^{1, 2, *}, А. В. Иванов², Е. Ф. Летникова², М. О. Аносова³

¹Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

²Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

³Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия

*e-mail: sink@crust.irk.ru

Поступила в редакцию 10.05.2017 г.

После доработки 10.12.2018 г.

Принята к публикации 28.03.2019 г.

Приводятся данные о минеральном, химическом и Nd-изотопном составе высокоглиноземистых сланцев горлыкской свиты Тункинских гольцов Восточного Саяна, коррелируемых с отложениями венд-кембрийского чехла в центральной части Тувино-Монгольского микроконтинента. Формирование высокоглиноземистых отложений происходило в дистальных частях шельфа микроконтинента, а химический состав (высокие концентрации Sr, V и Zr) сланцев свиты указывает на то, что источником сноса для них являлись продукты размыва пород кислого и основного-ультраосновного состава. Установлено, что протолит параметаморфических пород образовался, вероятно, за счет разрушения магматических и вулканических образований Сархойской и Дунжугурской островных дуг и метаморфических пород Гарганского кратонного блока, а также развитых по ним кор выветривания.

Ключевые слова: Тункинские гольцы, Тувино-Монгольский микроконтинент, высокоглиноземистые сланцы, источники сноса, U–Pb возраст

DOI: 10.31857/S0869592X20030114

ВВЕДЕНИЕ

Реконструкция источников сноса и установление природы питающих провинций на основе изотопных и геохимических методов исследования метатерригенных образований являются одним из инструментов расшифровки эволюции осадочных бассейнов прошлого. Состав терригенных (глинистых и песчаных) отложений зависит в большей мере от вещественных характеристик материнских пород, т.е. от состава пород в области размыва, а также от геодинамических обстановок их образования.

Терригенные породы в пределах венд-кембрийских карбонатных отложений чехла Тувино-Монгольского микроконтинента, маркирующих пассивный этап развития этой структуры, пользуются достаточно ограниченным распространением. Интенсивные деформации и метаморфизм не всегда однозначно позволяют сопоставлять те или иные части разрезов отложений чехла Тувино-Монгольского микроконтинента. Так, аналогом боксонской серии центральной части Тувино-Монгольского микроконтинента на террито-

рии Прихубсугуля выступает “хубсугульская серия”, а на северо-востоке микроконтинента – горлыкская свита (Кузьмичев, 2004), один из выходов которой расположен в пределах Тункинских гольцов юго-восточной части Восточного Саяна.

Тункинские гольцы отличаются сложным покровно-складчатым строением, возникшим при сочленении Тувино-Монгольского микроконтинента с океаническими структурами Палеоазиатского океана. Большая часть района Тункинских гольцов в современных палеогеодинамических схемах отнесена к Тункинскому террейну (Беличенко и др., 2003), который, образуя аллохтонную структуру, почти полностью расположен в пределах Тувино-Монгольского микроконтинента. В составе аллохтона выделяются терригенно-вулканогенная уртагольская и перекрывающая ее вулканогенно-карбонатная толтинская свиты. Автохтон сложен терригенно-карбонатными толщами чехла Тувино-Монгольского микроконтинента: верхнешумакской, горлыкской и арашейской свитами (рис. 1). В составе горлыкской свиты, так же как и в боксонской серии, выделен ряд

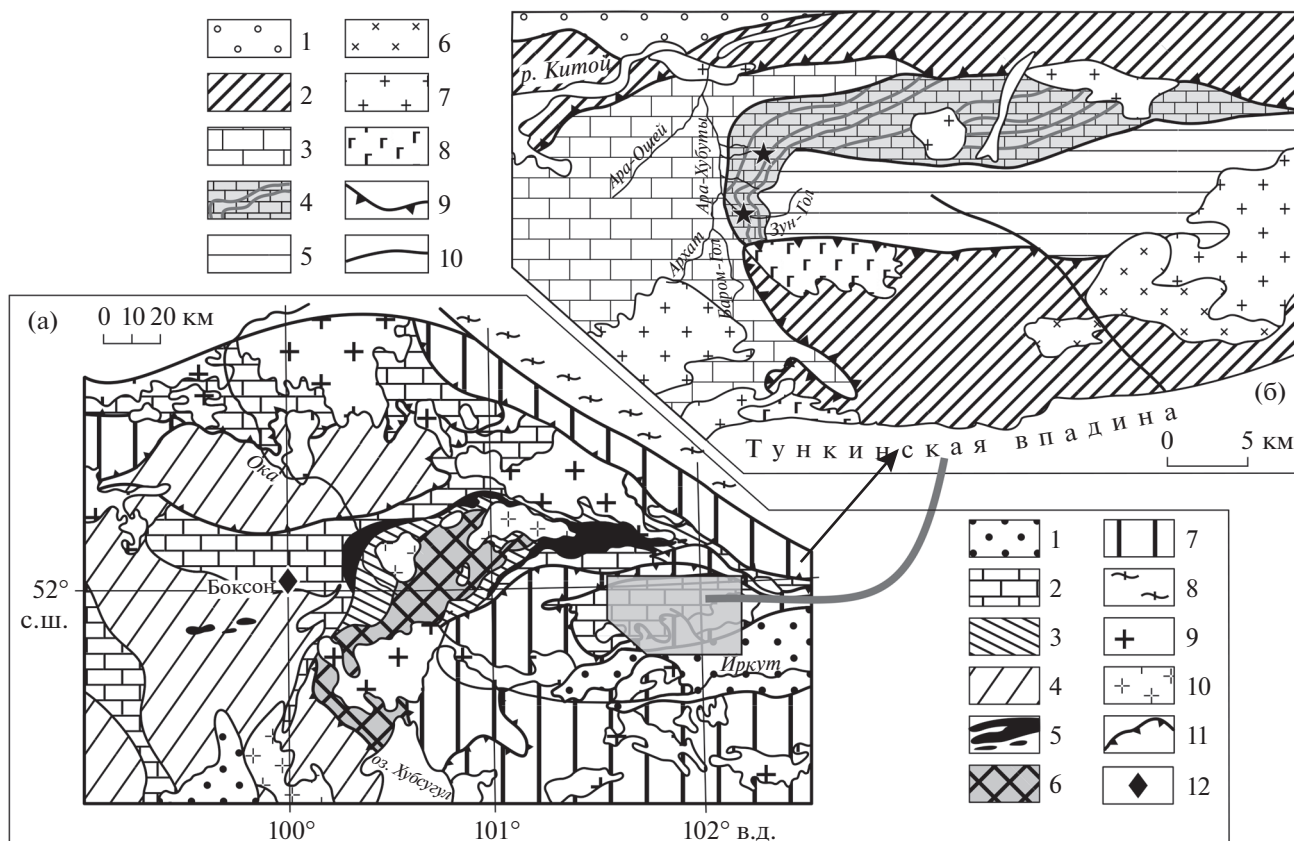


Рис. 1. (а) Геологическое строение северо-восточной части Тувино-Монгольского микроконтинента и его обрамления (Беличенко и др., 2003) и (б) геологическая схема центральной части Тункинских гольцов.

Рис. 1а: 1 – кайнозойские отложения; 2 – отложения венд-кембрийского чехла; 3 – отложения рифейского чехла; 4 – осадочно-вулканогенные и осадочные отложения, 5 – офиолиты; 6 – раннекембрийский фундамент (Гарганская глыба); 7 – ордовикское складчатое обрамление; 8 – фундамент Сибирской платформы; 9 – раннепалеозойские гранитоиды; 10 – рифейские гранитоиды; 11 – границы покровов; 12 – Боксонское месторождение бокситов.

Рис. 1б: 1 – сагансайрская свита (пестроцветные песчаники, конгломераты, алевриты (средний палеозой)); 2 – Тункинский аллохтон (ранний палеозой): уртагольская свита (вулканогенно-терригенные отложения) и толтинская свита (вулканогенно-карбонатные отложения); 3–5 – автохтон (венд-кембрий): 3 – араошейская свита (известняки, карбонатно-кремнистые породы); 4 – горлыкская свита (доломиты с прослоями высокоглиноземистых пород); 5 – верхнешумакская свита (песчано-сланцевые отложения); 6 – сиениты; 7 – гранитоиды; 8 – основные породы; 9 – надвиги; 10 – другие разрывные нарушения. Звездами показаны места отбора проб для геохимических исследований.

горизонтов высокоглиноземистых пород с содержанием Al_2O_3 до 36.1 мас. % (Боос, 1991), обнаруженных по правобережью рек Китой, Ара-Хубуты, Зун-Гол, Шумах. Неоавтохтон представлен молассоидными отложениями сагансайрской свиты, несогласно перекрывающими комплексы автохтона и аллохтона.

Цель настоящей статьи – на основе петрогеохимических (содержания и соотношения петрогенных, редких и редкоземельных элементов) и Nd-изотопных характеристик высокоглиноземистых отложений горлыкской свиты провести реконструкцию состава их протолита, источников сноса и условий формирования, а также провести корреляцию этих высокоглиноземистых сланцев с отложениями боксонской серии. Для установления возраста источников поставки материала в бассейн

осадконакопления изучены методом LA-ICP-MS детритовые цирконы из метапесчанистых образований горлыкской свиты.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

Фундамент Тувино-Монгольского микроконтинента представляет собой аккреционную структуру, состоящую из разновозрастных и разнообразных по составу и генезису комплексов: раннекембрийских высокометаморфизованных образований Гарганского континентального блока (“глыбы”), пород офиолитовой ассоциации раннерифейской Дунжугурской дуги и рифейских осадочно-вулканогенных и карбонатных отложений (Беличенко и др., 2003; Кузьмичев, 2004). Фундамент Гарганского блока сложен плагиогнейсами тона-

лит-трондьемитовой ассоциации, амфиболитами, мигматитами, гранитами и пегматитами (Левицкий и др., 2014). Отмечается несколько этапов метаморфизма пород фундамента – от высоких степеней амфиболитовой фации до более поздних преобразований в условиях зеленосланцевой фации. Возраст тоналитовых плагиогнейсов “глыбы” 2752 ± 10 млн лет (Анисимова и др., 2009), а время метаморфических преобразований пород в условиях амфиболитовой фации 2664 ± 15 млн лет (Kovach et al., 2004). Несогласно на кристаллических породах Гарганского блока залегает позднерифейский чехол, сложенный карбонатными породами иркутской свиты и сланцево-песчано-известняковыми породами ильчирской свиты (Беличенко и др., 2006). Значительную роль в строении фундамента Тувино-Монгольского микроконтинента играют породы офиолитовой ассоциации Дунжугурского комплекса, возраст плагиогранитов которого составляет 1020 ± 10 млн лет (Khain et al., 2002). Офиолитовый покров сложен серпентинизированными гарцбургитами и дунитами (до 80%), а также породами габбрового, дайкового и вулканического комплексов (Кузьмичев, 2004). Помимо указанных комплексов, в строении фундамента микроконтинента принимают участие породы Сархойской континентальной окраины, время существования которой оценивается 805–770 млн лет (Кузьмичев, Ларионов, 2011), Окинской аккреционной призмы, с единственным определением возраста по прорывающим базитовым силлам 753 ± 16 млн лет (Kuzmichev et al., 2007), и Шишихидской островной дуги (775–830 млн лет; Кузьмичев, Ларионов, 2013).

Осадочный чехол Тувино-Монгольского микроконтинента представлен шельфовыми отложениями боксонской и хубсугульской серий, к которым приурочены месторождения бокситов (Боксонское) (рис. 1) и фосфоритов (Харанурское, Ухогольское, Буренханское, Хубсугульское). Венд-кембрийский возраст отложений чехла был определен по остаткам кембрийской скелетной фауны (Постников и др., 2004) и данным Sr-хемостратиграфии (Кузнецов и др., 2010; Вишневская, Летникова, 2013), а недавно подтвержден изотопно-геохронологическими данными, полученными для карбонатных и фосфатных пород боксонской серии (Кузнецов др., 2018). Аналогами боксонской серии в северной части микроконтинента в пределах Тункинских гольцов считаются отложения горлыкской свиты (Боос, 1991; Беличенко и др., 2006).

Тункинский фрагмент венд-кембрийского чехла Тувино-Монгольского микроконтинента представлен породами трех свит (рис. 1, врезка): верхнешумакской, горлыкской и араошейской (Боос, 1991) (рис. 2). Верхнешумакская свита с размывом залегает на подстилающем фундаменте и отличается терригенным составом. Формирование верхнешу-

макской свиты происходило 670–600 млн лет назад, состав обломочной части пород свидетельствует о местном источнике сноса (Школьник и др., 2014). Отложения горлыкской свиты представлены преимущественно карбонатными породами существенно доломитового состава общей мощностью 2500 м. По текстурно-структурным признакам и составу пород горлыкская свита подразделяется на три части (Боос, 1991). Нижняя часть сложена доломитами с редкими линзами мелкогалечных конгломератов и горизонтами фосфатоносных пород. В средней части свиты преобладают доломиты и известняки с маломощными прослоями кварцевых песчаников и углисто-алевритистых сланцев, а также присутствуют маломощные (до 40 м) пачки глиноземистых пород. Кварцевые песчаники образуют прослой мощностью до 30 м. Здесь же в разрезе свиты присутствуют многочисленные фитогенные постройки (строматолиты, микрофитолиты). Верхняя часть свиты представлена доломитовыми породами с конкрециями и прослоями кремней. Микрофитолиты и строматолиты средней и нижней частей горлыкской свиты имеют вендский возраст (Боос, 1991). В верхней части свиты обнаружены остатки нижнекембрийских водорослей *Renalcis* и *Katangasia* (Боос, Воронцова, 1984). В бассейне р. Шумак прослежен согласный контакт горлыкской свиты с подстилающей верхнешумакской свитой (Боос, 1991), а по р. Саган-Сайр (Кузьмичев, 2004) породы горлыкской свиты залегают непосредственно на офиолитовых породах Дунжугурского комплекса. Араошейская свита сложена в основном известняками, обособленными в индивидуальной тектонической структуре.

Степень метаморфических преобразований пород Тункинских гольцов возрастает от низов зеленосланцевой фации до среднетемпературной амфиболитовой в направлении с севера на юг. Время проявления полифазального метаморфизма, отвечающего дистен-силлиманитовому типу, составляет 487 ± 4.4 млн лет (Резницкий и др., 2013).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для петрохимических и изотопных исследований в бассейне р. Китой по ее правым притокам Ара-Хубуты и Зун-Гол из прослоев (мощностью от 20 до 50 м) в пределах отложений горлыкской свиты было отобрано более 20 проб высокоглиноземистых сланцев (рис. 1, врезка). Содержания петрогенных компонентов определяли методом классической “мокрой химии”, а концентрации редких элементов – методами оптического спектрального и рентгенофлуоресцентного анализа. Все анализы выполнены в Центре коллективного пользования (ЦКП) “Геодинамика и геохронология” ИЗК СО РАН (аналитики Г.В. Бондарева, Е.В. Худоногова, С.И. Штельмах, В.В. Щербань,

Возраст		Свита		Мощность, м			
Ордовик + силур		Арашейская					
		Верхняя	Нижняя	1850			
		?					
Кембрий		Горлыцкая		1350			
		Верхняя	Средняя				
		Нижняя					
Венд		Верхнечумацкая		1400–2500			
		Верхняя	Нижняя				

	1
	2
	3
	4
	5
	6
	7

R(?)

Рис. 2. Сводная стратиграфическая колонка автохтона Тункинских гольцов (Боос, 1991).

1 – известняки, 2 – доломиты, 3 – доломиты с линзовидными стяжениями кремней, 4 – доломиты с прослоями высокоглиноземистых пород, 5 – известняки строматолитовые, 6 – доломиты фосфатсодержащие, 7 – песчаники аркозовые.

А.В. Наумова, Л.В. Воротинова). Концентрации РЗЭ, U, Th, Cs установлены методом ICP-MS, детали методики описаны в (Panteeva et al., 2003). Измерения проведены в Объединенном приборном центре коллективного пользования “Ультрамикроанализ” на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500 с использованием международных стандартов (BHVO-2, RCM-1, JG-2). Ошибка определения содержаний не превышает 10%.

Исследование минерального состава высокоглиноземистых сланцев проводилось на сканирующей

электронном микроскопе MIRA 3 TESCAN в Центре коллективного пользования многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск).

Изучение Sm–Nd систем в двух образцах сланцев и трех образцах бокситов проведено масс-спектрометрическим методом с изотопным разбавлением в ИГГД РАН (Санкт-Петербург). При изотопном анализе к навеске (50 мг) истертого образца добавляли раствор смешанного индикатора $^{149}\text{Sm} + ^{150}\text{Nd}$. После этого образец разлагали

в смеси концентрированных $\text{HCl} + \text{HNO}_3 + \text{HF}$ кислот при температуре 110°C по методике (Кузнецов и др., 2005). Фракцию, содержащую РЗЭ, собирали в отдельный бюкс. Хроматографическое выделение Sm и Nd осуществляли с использованием ионообменной смолы LN-C50-A (100–150 меш, Elchrom) согласно процедуре (Горохов и др., 2007). Изотопный анализ Sm и Nd в смеси с изотопным индикатором измеряли на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI. Среднее значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в изотопном стандарте jNd-1 в период работы составило 0.512097 ± 0.000008 (2σ , $n = 9$).

Изотопные исследования двух образцов сланцев выполнены в ЦКП “Геодинамика и геохронология” ИЗК СО РАН (г. Иркутск). Навеску 100 мг истертого образца разлагали в смеси кислот $\text{HNO}_3 + \text{HF} + \text{HClO}_4$ с использованием микроволновой печи. Выделение РЗЭ проводили на смоле TRU Spec, ElChrom. Последующее разделение Sm и Nd проводили на колонках, заполненных смолой Ln Spec по модифицированной методике (Pin, Zaldugui, 1997). Измерения изотопных отношений Nd осуществляли на приборе Finnigan MAT-262. При масс-спектрометрических измерениях изотопные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ нормализованы к $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$. Коррекция на фракционирование проводилась по закону Рэля. Значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в Nd-стандарте JNd-1 по результатам 7 измерений составило 0.512070 ± 10 . Концентрации Sm и Nd определены методом индукционно-связанной плазмы с масс-спектрометрическим окончанием (ICP-MS) с относительной погрешностью 3–5%.

Расчет величин $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ и модельных возрастов $t_{\text{Nd(DM)}}$ для всех образцов проводили с использованием значений однородного хондритового резервуара CHUR ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$; Jacobsen, Wasserburg, 1984) и DM ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513515$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2136$; Goldstein, Jacobsen, 1988). Двустадийные Nd-модельные возрасты рассчитаны с использованием среднекорового отношения $\text{Sm}/\text{Nd} = 0.12$ (Тейлор, Мак-Леннан, 1988).

Выделение аксессуарного циркона проводили в ИЗК СО РАН по стандартной методике с использованием концентрационного столика, магнитной сепарации и тяжелых жидкостей. U–Pb геохронологические исследования циркона из сланца горлыкской свиты проведены в ГЕОХИ РАН. Для U–Pb датирования использован масс-спектрометр с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) Element XR с лазерной системой UP-213 с диаметром кратера 30–40 мкм. Анализ производили блоками с измерением стандартных образцов в начале и в конце блока. Значение концентраций U и Pb для стандартов GJ и 91500 сравнивали с базой данных MPN GeoRem Database (Jochum et al.,

2009). Полученные данные обработаны в программе Glitter (Van Achterbergh et al., 2001). Для цирконов древнее 1000 млн лет за возраст их кристаллизации в исходной породе принималось значение, рассчитанное по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, а для более молодых цирконов – по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Морфология и внутреннее строение кристаллов цирконов изучены в проходящем и отраженном свете, а также на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM 6510LV в режиме катодolumинесценции в Центре коллективного пользования многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск).

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ ПОРОД

Высокоглиноземистые породы горлыкской свиты имеют преимущественно кварц-серицитовый, кварц-серицит-хлоритовый, кварц-серицит-хлоритоидный и серицит-хлоритоидный состав. Все сланцы содержат значительное количество углеродистого вещества и в разной степени сульфидизированы, что затрудняет их микроскопическое изучение. По данным сканирующей микроскопии, главными породообразующими минералами являются кварц, хлоритоид и хлорит (рис. 3а, 3б). В зонах повышенного метаморфизма встречается дистен, порфиобласты которого придают породе “искристость”. Аксессуарные минералы представлены монацитом, ксенотимом, апатитом, рутилом и округлыми зёрнами цирконов. В большом количестве (до 10–15%) присутствует пирит.

Расчетный первичный минеральный состав метаморфизованных высокоглиноземистых пород горлыкской свиты был получен на основе валового химического анализа с использованием программы “MINLITH” (Розен и др., 2000). Было выявлено несколько литотипов: гибсит-монтмориллонит-иллитовый, каолинитовый, гибсит-иллитовый, монтмориллонитовый (рис. 4). В отложениях с содержанием Al_2O_3 менее 25 мас. % расчеты показали преобладание хлорита и иллита.

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ ПОРОД

Содержания большинства петрогенных элементов и кремния в высокоглиноземистых сланцах в среднем ниже, чем в постаршейских глинистых сланцах (PAAS) (Тейлор, Мак-Леннан, 1988). При этом концентрации CaO , K_2O , MgO , Al_2O_3 и TiO_2 в первых выше, чем в PAAS (табл. 1). Согласно классификации А.Н. Неелова (Неелов, 1980) по величине глиноземистого модуля (Al/Si), большая часть пород относится к сиалитам (высокоглиноземистым пелитам) и лишь незначительная

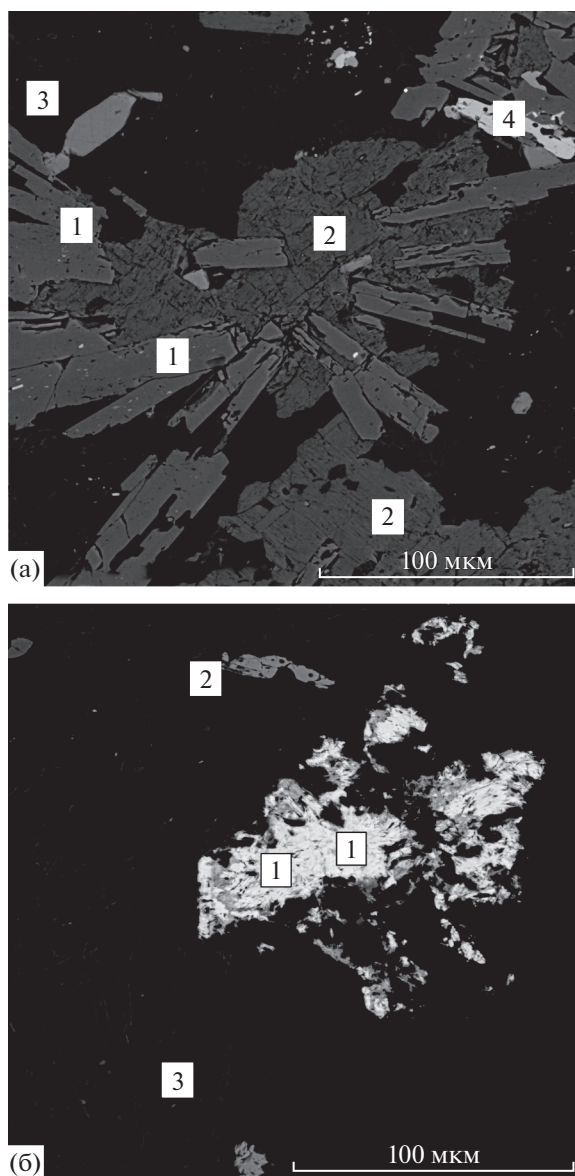


Рис. 3. Минеральные разновидности высокоглиноземистых пород горлыкской свиты. Фотографии аншлифов в обратно-отраженных электронах.

Рис. 3а: 1 – хлоритоид, 2 – хлорит, 3 – кварц; рис. 3б: 1 – монацит, 2 – кварц, 3 – хлоритоид.

доля попадает в поля пелитов и латеритов. На петрохимической диаграмме $\text{SiO}_2\text{--Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ глиноземистые породы располагаются вдоль тренда, характерного для осадочных пород, и группируются вблизи поля латеритов (группа 1) и пелитов (группа 2) (рис. 5). Кроме того, они различаются по содержанию титана ($\text{TiO}_2 < 2$ мас. % (группа 1) и $\text{TiO}_2 > 2$ мас. % (группа 2)), хотя концентрации Al_2O_3 в обеих группах достаточно близки. Эти отличия указывают на принадлежность сланцев к двум различным прослоям в пределах свиты (табл. 1). Для обеих групп типична зависимость между содержанием Ti и Al (рис. 6а), указывающая на высокую степень гипергенной проработки осадоч-

ного материала. При этом породы первой группы характеризуются значимой корреляционной зависимостью ($R^2 > 0.6$) между содержаниями титана и фосфора (рис. 6б), а также магния с хромом, типичной для пород основного состава.

Значение гидролизатного модуля ($\text{ГМ} = \text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO}/\text{SiO}_2$; Юдович, Кетрис, 2000) для всех исследованных сланцев более 0.55. В выделенных группах пород этот модуль резко различен: для первой группы его величина составляет 0.6–0.9, что типично для гипогидролизатов, т.е. каолинитсодержащих пород. Нормогидролизаты второй группы ($\text{ГМ} = 0.6\text{--}1.7$), согласно (Юдович, Кетрис, 2000), обязательно должны содержать сво-

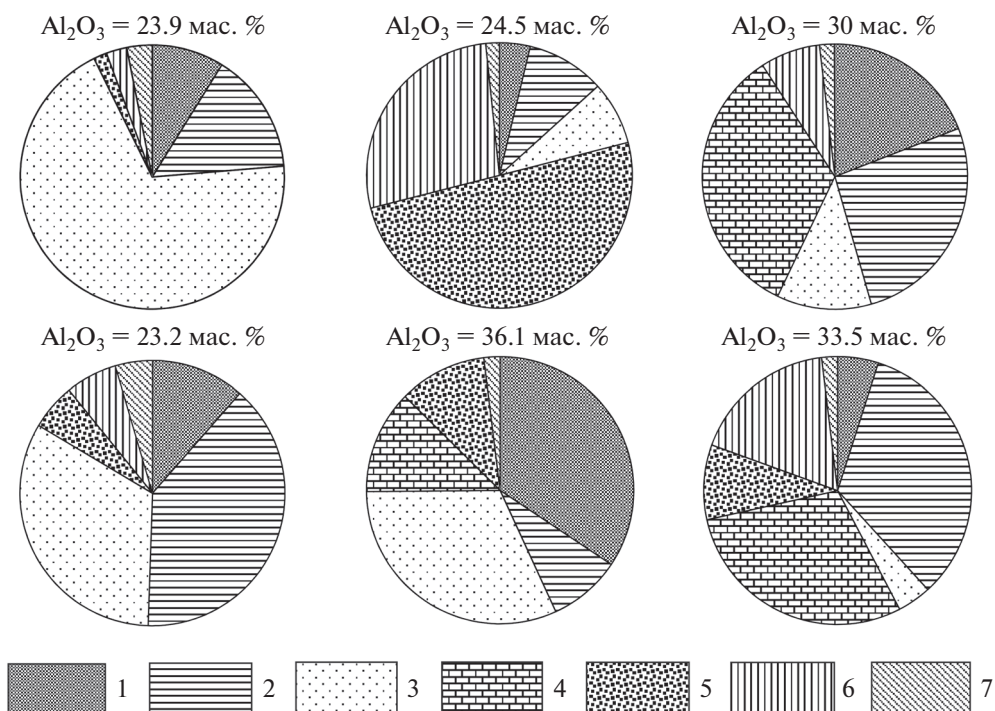


Рис. 4. Расчетный первично-осадочный минеральный состав метаморфизованных высокоглиноземистых пород горлыкской свиты.
 1 – монтмориллонит, 2 – иллит, 3 – хлорит, 4 – гибсит, 5 – каолинит, 6 – гематит, 7 – рутил.

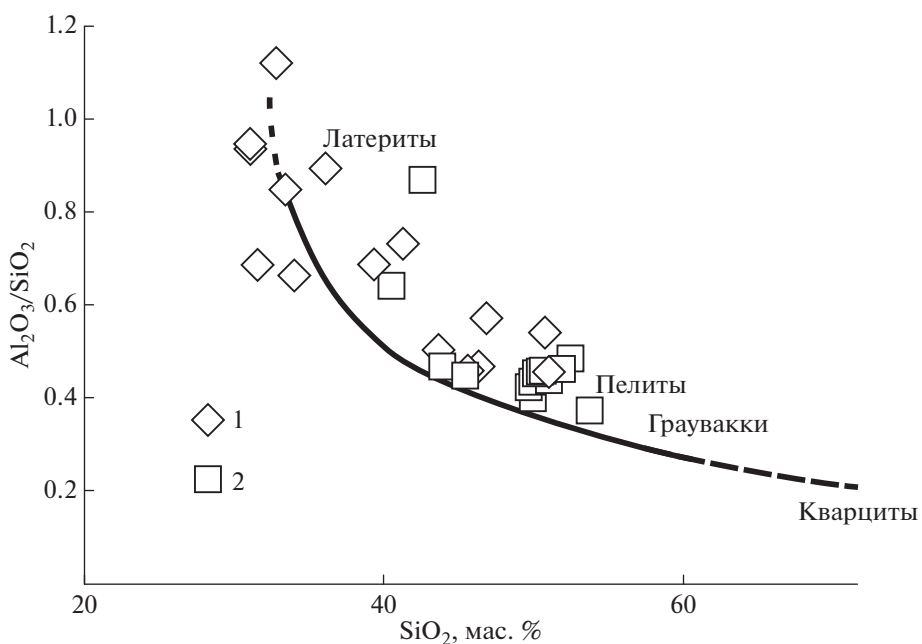


Рис. 5. Диаграмма $SiO_2-Al_2O_3/SiO_2$ (Макрыгина, Петрова, 1998) для высокоглиноземистых сланцев горлыкской свиты.
 1 – низкотитанистые сланцы ($TiO_2 < 2$ мас. %), 2 – высокотитанистые сланцы ($TiO_2 > 2$ мас. %).

Таблица 1. Содержания петрогенных (мас. %) и редких (мкг/г) элементов в высокоглиноземистых породах горлыкской свиты

Компо- ненты	Номера образцов (1-я группа)										
	ХБ-5	ХБ-16/1	ХБ-16/2	ХБ-16/3	ХБ-16/4	ХБ-17	72е-83	72ж-83	8323/9	В-824/1	8318/7
SiO ₂	45.86	39.60	31.83	31.33	41.53	46.59	51.27	47.10	43.90	33.07	33.69
TiO ₂	0.85	1.43	1.15	1.79	1.60	0.91	0.92	0.97	0.81	1.79	1.78
Al ₂ O ₃	21.05	27.20	21.84	29.64	30.37	21.84	23.40	26.95	22.10	37.00	28.55
Fe ₂ O ₃ *	16.76	4.97	18.45	4.03	2.95	15.67	11.23	12.48	4.56	17.85	24.20
MnO	0.01	0.02	0.01	0.14	0.01	0.02	0.01	0.01	0.05	0.03	0.07
MgO	0.11	10.56	3.79	6.13	8.05	0.28	0.13	0.04	4.50	1.26	2.42
CaO	0.28	1.44	0.78	10.49	0.90	0.41	0.27	0.25	7.88	0.50	2.42
Na ₂ O	0.72	1.24	1.17	0.27	1.30	0.77	1.24	0.98	1.97	0.53	0.12
K ₂ O	1.23	3.68	3.86	0.15	5.21	1.07	1.96	1.05	2.04	3.13	0.04
P ₂ O ₅	0.08	0.39	0.29	0.36	0.50	0.12	0.07	0.12	0.45	0.47	0.38
CO ₂									8.03	0.06	2.53
S							6.59	5.31	2.06	0.07	0.25
П.п.п.	12.31	9.13	15.26	15.45	7.22	12.13	2.79	4.53	1.60	5.89	5.13
Сумма	99.46	99.65	98.68	99.78	99.64	99.91	99.96	99.9	99.87	100.34	100.04
Rb	31	39	75	3	38	28	29	23	38	56	3
Ba	170	310	270	12	380	160	150	280	470	340	12
Sr	348	345	281	21	412	304	570	460	430	460	260
Sc	20	52	47	33	79	22	18	18	14	35	29
Ni	200	56	50	15	21	210	130	7	26	65	56
Cr	380	1100	840	280	1400	410	440	81	86	590	290
V	320	2200	1300	460	2700	310	260	91	180	460	390
Co	85	5	47	4	9	82	54	2	19	8	15
Y	31	54	44	64	69	47	19	37	44	85	60
Zr	240	790	630	800	800	230	120	230	1400	610	550
Nb	25	38	30	30	38	25	19	30	73	47	34
B	31	210	100	14	250	39					
La	57	91	64*	81*	116	60*	93*	78*	56*	75*	76
Ce	144	258	132*	130*	334	130*	180*	140*	110*	170*	181
Pr	14	25			33						19
Nd	60	114	66*	84*	147	60*	56*	72*	77*	52*	82
Sm	12	25			31						17
Eu	2.2	4.9			6.8						3.4
Gd	7.7	16.5			21						12
Tb	1.1	2.4			3.2						2.1
Dy	5.7	11.6			15.1						12.1
Ho	1.1	2.3			2.9						2.6
Er	2.7	5.6			7.0						6.7
Tm	0.38	0.79			1.0						0.9
Yb	2.29	5.17			5.96						6.14
Lu	0.4	0.94			1.05						1.01
U	3.6	7.4	6*	10*	7.8	6*	7*	5*	8*	3*	4.9
Th	8.4	18.5	18*	15*	21.3	13*	3*	11*	11*	11*	13
Cs	0.89	2.08			3.30						0.04

Таблица 1. Окончание

Компо- ненты	Номера образцов (2-я группа)										
	ХБ-1	ХБ-2	ХБ-3	ХБ-3/1	ХБ-8	ХБ-8/1	ХБ-8/2	ХБ-10	ХБ-13	В-823/1	АР-8
SiO ₂	50.77	50.36	52.03	44.15	50.61	51.28	45.63	40.67	50.16	52.71	85.52
TiO ₂	3.22	3.54	3.72	2.84	3.58	3.45	2.81	3.49	3.17	2.69	0.48
Al ₂ O ₃	23.28	22.81	24.17	20.70	23.24	22.58	20.43	26.22	21.92	25.60	6.63
Fe ₂ O ₃ *	5.88	7.51	10.55	9.82	5.25	6.80	10.76	6.06	9.23	0.98	3.25
MnO	0.02	0.01	0.08	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.06	0.01	0.01
MgO	2.22	3.07	1.27	7.00	1.88	3.31	2.48	1.92	3.17	2.35	0.19
CaO	1.69	1.34	0.82	1.90	1.47	1.45	1.56	0.68	1.54	0.62	0.13
Na ₂ O	2.32	1.84	0.21	0.59	1.33	1.75	1.84	0.86	0.96	0.26	0.12
K ₂ O	2.55	2.89	2.85	2.02	2.97	2.94	2.42	5.30	2.87	8.54	1.73
P ₂ O ₅	1.05	0.81	0.48	1.27	0.91	0.86	0.98	0.38	1.02	0.06	0.03
CO ₂										0.72	0.68
S										0.27	
П.п.п.	6.73	5.51	3.59	9.59	8.81	5.28	10.67	14.15	5.73	4.82	1.24
Сумма	99.93	99.91	99.92	99.90	100.05	99.92	99.76	99.75	99.97	99.69	99.87
Rb	43	50	52	40	58	51	23	90	57	94	25
Ba	340	370	300	100	210	340	150	660	330	380	83
Sr	715	694	195	227	566	693	745	328	316	23	46
Ni	69	75	67	40	57	61	75	16	66	6	19
Cr	240	210	290	87	210	230	230	250	240	220	160
V	180	180	200	39	170	180	170	460	170	200	86
Co	18	21	14	5	22	18	13	4	18	2	3
Y	68	69	85	55	69	66	59	85	63	14	29
Zr	519	512	580	437	544	508	444	571	506	1400	330
Nb	27	25	28	23	28	25	23	30	25	52	20
B	270	210	200	170	370	200	88	340	170		
La	33*	48*	47*	53	56	31*	39*	27	36*	100	27
Ce	64*	91*	93*	108	117	73*	74*	56	71*	184	53
Pr				13	14			7.1		20	6.2
Nd	29*	42*	41*	62	66	34*	33*	32	36*	74	20
Sm				13	14			7.9		10	3.9
Eu				3.1	3.0			2.3		0.9	0.4
Gd				10	11			7.9		4.8	2.8
Tb				1.8	2.1			2.0		0.6	0.4
Dy				10.7	12.1			14.1		3.2	2.9
Ho				2.2	2.6			3.4		0.7	0.6
Er				5.9	6.8			9.1		2.5	1.9
Tm				0.82	0.93			1.25		0.45	0.32
Yb				5.0	5.8			7.6		3.6	1.9
Lu				0.84	0.96			1.24		0.7	8.13
U	10*	9*	9*	10.1	9.1	9*	13*	13.4	12*	14.1	1.0
Th	10*	11*	9*	8.1	8.6	7*	9*	5.2	8*	23.8	6.2
Cs				1.24	2.30			2.70		1.37	0.45

Примечание. 1-я группа – низкотитанистые (TiO₂ < 2 мас. %) сланцы горлыкской свиты (правый приток р. Ара-Хубуты), 2-я группа – высокотитанистые (TiO₂ > 2 мас. %) сланцы горлыкской свиты (р. Зун-Гол). (*) Концентрации La, Ce, Nd, Th, U определены методом РФА, концентрация В – методом АЭА (аналитик О.В. Зарубина, ИГХ СО РАН). Пустая ячейка – содержание элемента не определялось.

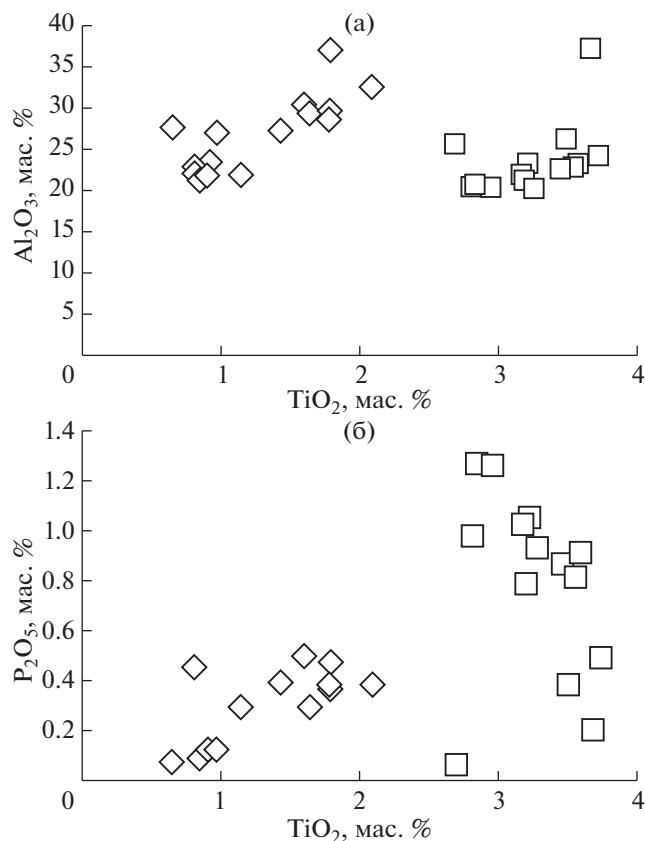


Рис. 6. Диаграммы $\text{TiO}_2\text{--Al}_2\text{O}_3$ (а) и $\text{TiO}_2\text{--P}_2\text{O}_5$ (б) для высокоглиноземистых сланцев горлыкской свиты. Условные обозначения см. на рис. 5.

бодные оксиды (или гидрооксиды) Al или Fe. Прямая корреляция модулей ЖМ и ФМ ($\text{ЖМ} = (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO})/(\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3)$, $\text{ФМ} = (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO} + \text{MgO})/\text{SiO}_2$) типична для петрогенных (“first cycle”) отложений и отражает “эндогенную” связь между железом и магнием. Эта корреляция проявлена в обеих группах пород, но для первой величина этих модулей заметно выше.

В целом для высокоглиноземистых сланцев группы 1 типичны повышенные относительно PAAS содержания Cr, V, Th, легких РЗЭ и в некоторых пробах Zr и Sc. Сланцы второй группы характеризуются более высокими концентрациями U, Y, B, Sr, Rb и Ba, чем сланцы первой группы. Для обеих групп пород типичны минимумы содержания Co и Ni.

Концентрация хрома в высокоглиноземистых сланцах достигает 1400 мкг/г и значительно (в 2–60 раз) превышает содержание Ni (табл. 1). Между концентрациями этих элементов существует положительная зависимость (рис. 7а). Большая часть составов пород расположена в поле архейских образований и вблизи состава нижней континентальной коры (рис. 7а, 7б). Часть составов тяготеет к полю постаршейских сланцев и составу

верхней (андезитовой) континентальной коры. Для архейских осадочных серий помимо высоких содержаний Cr и Ni характерны низкие отношения La/Sc и Th/Sc (Тейлор, Мак-Леннан, 1988), для протерозойских пород типична обратная зависимость.

Концентрация легких РЗЭ ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 12.65\text{--}14.02$) в сланцах первой группы выше, чем в сланцах второй группы ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 6.89\text{--}2.58$) (рис. 8). Величина Eu-аномалии во всех высокоглиноземистых породах горлыкской свиты стабильно выше таковой в PAAS.

Зависимость концентраций железа от содержаний Zn и Pb в сланцах группы 1 может быть следствием их совместного вхождения в сульфиды, а зависимость концентрации фосфора от содержаний Y, Zr и Th — результат вхождения этих элементов в монацит. В породах второй группы обнаруживается зависимость концентрации CaO от содержаний MgO и железа, указывающая на появление карбонатной составляющей в осадке. Корреляция калия с Li, Ba, Rb, Th типична для слюд.

Sm–Nd изотопный состав бокситов боксонской серии близок к таковому высокоглиноземистых по-

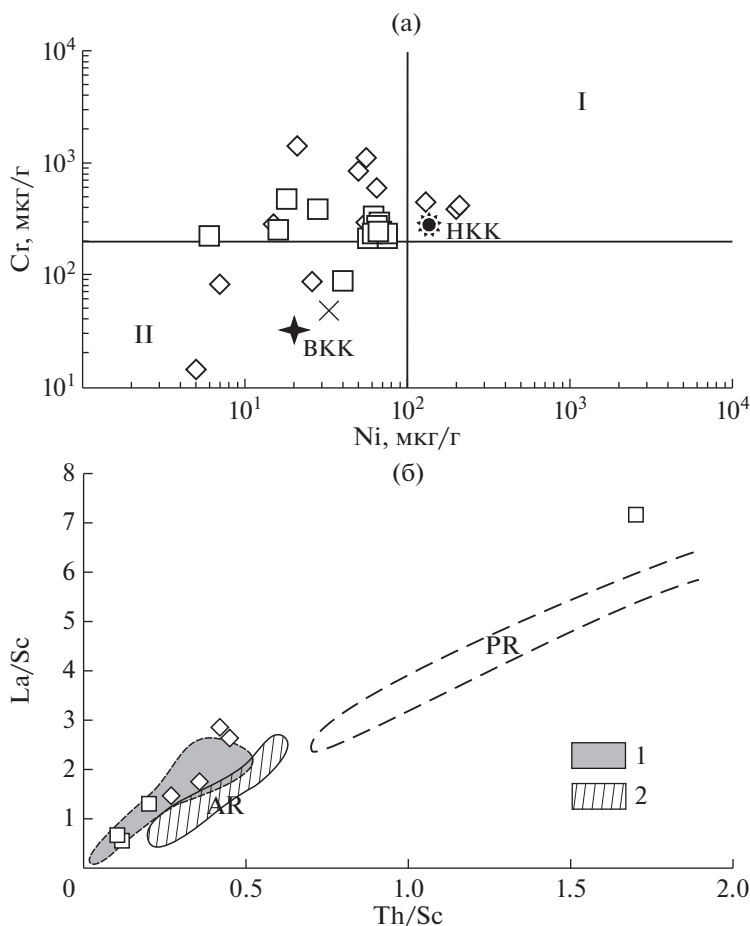


Рис. 7. Диаграммы Ni–Cr (а) и Th/Sc–La/Sc (б) для высокоглиноземистых пород горлыкской свиты. Рис. 7а: показаны поля архейских (I) и постархейских (II) сланцев, а также составы верхней (ВКК) и нижней (НКК) континентальной коры (Тейлор, Мак-Леннан, 1988). Рис. 7б: показаны поля архейских (AR) пород (1 – осадочные породы высокометаморфизованных комплексов Западной Гренландии, 2 – глинистые сланцы зеленокаменных поясов) и протерозойских (PR) осадочных образований (Тейлор, Мак-Леннан, 1988). Условные обозначения см. на рис. 5.

Таблица 2. Sm–Nd изотопные данные для высокоглиноземистых сланцев горлыкской свиты и бокситов боксонской серии

Номер образца	t, млн лет	Содержание, мкг/г		$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	$t_{\text{Nd}}(\text{DM-2st})$
		Sm	Nd					
ХБ-10*	500	7.9	32.1	0.1491	0.512149 ± 9	-9.5	-6.5	1.8
ХБ-16/4*	500	31.2	147.8	0.1273	0.511924 ± 9	-13	-9.5	2.0
БК-8/3	500	9.6	47.7	0.2023	0.511997 ± 14	-12.5	-12.9	2.3
БК-17	500	4.9	27.4	0.1817	0.511726 ± 10	-17.8	-16.9	2.6
К5/229*	500	10.3	55.1	0.1126	0.511714 ± 3	-18	-12.7	2.2
К5/230*	500	10.2	51.5	0.1192	0.512115 ± 3	-10.2	-5.3	1.7
К5/231*	500	13.8	79.1	0.1050	0.511816 ± 3	-16	-10.2	1.9

Примечание. (*) Образцы проанализированы в ИГГД РАН (Санкт-Петербург), остальные – в ЦКП “Геодинамика и геохронология” ИЗК СО РАН (Иркутск). Величины $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ и двустадийных модельных возрастов $t_{\text{Nd}}(\text{DM-2st})$ для сланцев и бокситов рассчитаны на минимально возможный возраст их накопления.

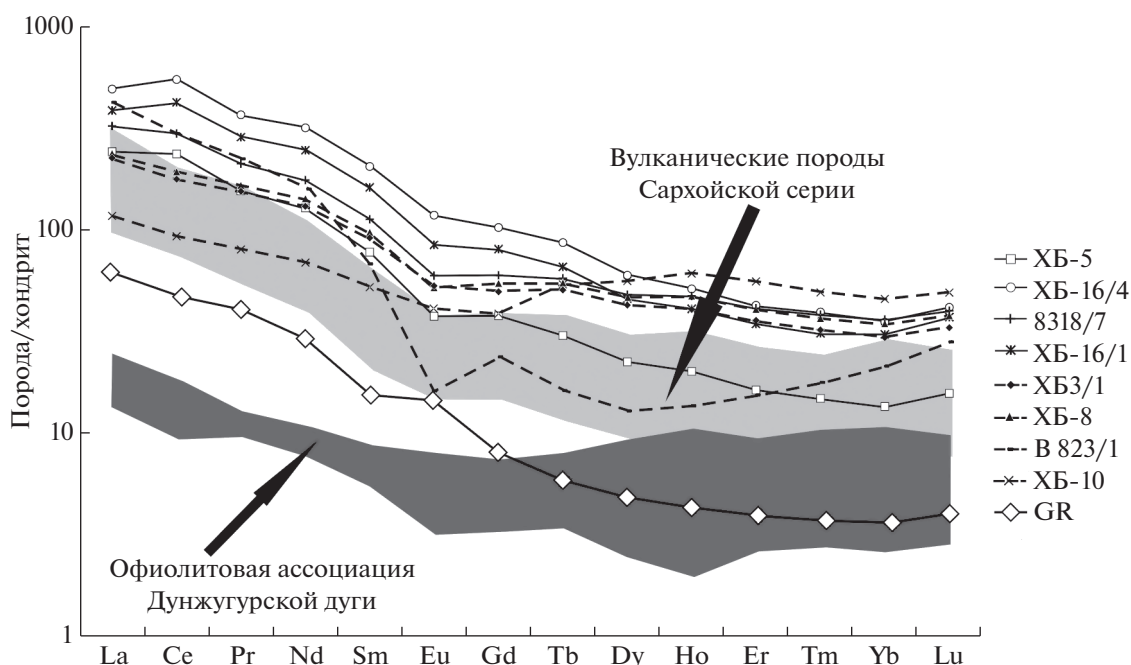


Рис. 8. Распределение редкоземельных элементов в высокоглиноземистых породах горлыкской свиты. Нормировано по хондриту (Sun, McDonough, 1989). Показаны спектр распределения РЗЭ в тоналитовых гнейсах Гарганского континентального выступа (GR), поля составов вулканических пород Сархойской серии (Кузьмичев, Ларионов, 2011) и офиолитов Дунжугурской дуги (Скляров и др., 2016).

род горлыкской свиты. Значение Nd-модельного возраста для бокситов боксонской серии составляет 1.9–2.6 млрд лет при $\epsilon_{Nd}(500)$ от -5 до -16 , а сланцев горлыкской свиты – 1.8–2.0 млрд лет при $\epsilon_{Nd}(500)$ от -6 до -9 (табл. 2).

Циркон выделен из пробы AP-8, отобранной из разреза горлыкской свиты в одном из безымянных притоков р. Ара-Хубуты ($51^{\circ}57'119''$ с.ш., $101^{\circ}38'374''$ в.д.). Проба представляет собой серый или темно-серый кварц-серицитовый рассланцованный песчаник с обильной вкрапленностью пирита и халькопирита (табл. 1). Цирконы характеризуются небольшим размером (до 100 мкм) и представлены большей частью длиннопризматическими сероватыми и серовато-сиреневыми прозрачными и полупрозрачными кристаллами разной степени окатанности. Из 95 проанализированных зерен циркона 62 (65%) являются конкордантными (степень дискордантности $\pm 5\%$); они использовались при построении гистограмм и диаграмм плотностей вероятности распределения возрастов (рис. 9). На диаграмме обозначились два пика, отвечающие неопротерозойскому и палеопротерозойско-архейскому возрастам. Конкордантные возрасты цирконов неопротерозойского интервала 739–851 млн лет ($n = 28$) (рис. 10а) образуют пик около 0.79 млрд лет. Для древних цирконов конкордантные значения образуют широкий кластер в диапазоне 2280–2725 млн лет (рис. 10б) с двумя выраженными пиками около

2.4 и 2.6 млрд лет. По единичным зернам получены значения возраста 602 ± 12 , 2173 ± 35 , 2174 ± 33 млн лет, но так как подобные данные статистически не достоверны, они не могут быть использованы при интерпретации полученных данных.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Происхождение древних высокоглиноземистых, а также кремнистых и железистых отложений всегда являлось предметом дискуссий. Конвергентная природа высокоглиноземистых пород позволяла рассматривать их как образования кор выветривания или продукты их переотложения, либо как гидротермально-метасоматические. Исследования последних десятилетий, в которых в той или иной мере затрагивались вопросы генезиса высокоглиноземистых отложений, показали, что наряду с признаками конвергентного сходства существуют и значимые отличия этих образований, позволяющие устанавливать их первичную природу (Юдович, Кетрис, 2000; Schellmann, 1986 и др.). К таким критериям относятся химический и минеральный состав.

Как известно (Schellmann, 1986), коры выветривания, образованные по породам различного состава, характеризуются определенной, свойственной только им аккумуляцией индикаторных элементов. Для кор выветривания, образованных по породам ультраосновного состава, типичны высокие кон-

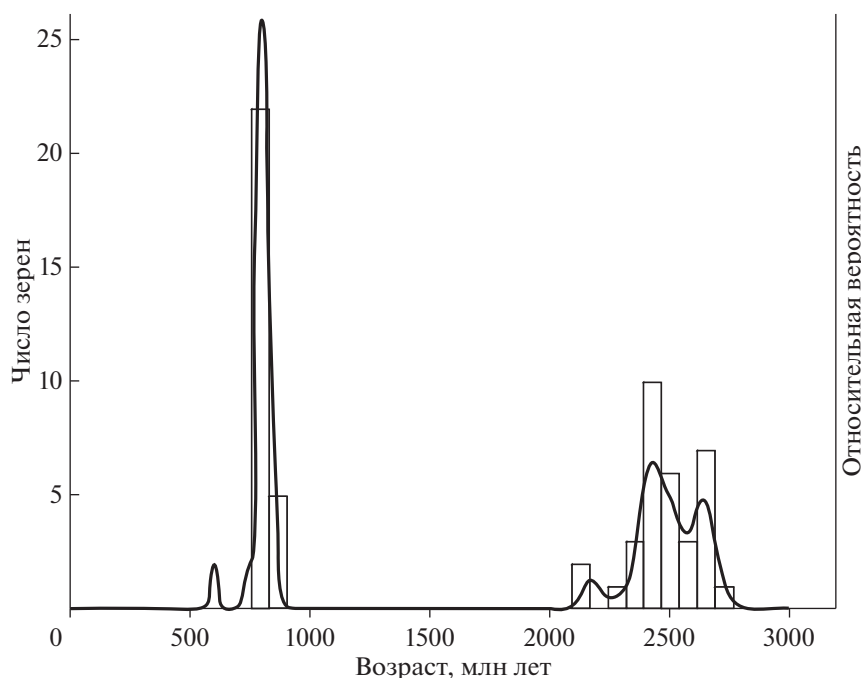


Рис. 9. Гистограмма и кривая относительной вероятности возрастов детритовых цирконов из сланца горлыкской свиты. Возраст рассчитан по изотопному отношению $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ (<1 млрд лет) и $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (>1 млрд лет).

центрации Cr, V, Sc, Mn, Al, Zn, Fe и незначительные Co, Ti, Ni. Высокий фактор аккумуляции (AF) (Schellmann, 1986) для кор выветривания по базальтам и основным метаморфическим породам отмечается для Pb, Se, в меньшей степени для Cr, Th, Nb. При выветривании кислых метаморфитов обнаруживаются высокие содержания Cr, V, Fe, Ti и Sc, при выветривании гранитов — высокие содержания Fe, Cu, Ti (Schellmann, 1986). Близкий фактор аккумуляции Zr, согласно (Schellmann, 1986), типичен для пород кислого и основного состава. Более точное определение геохимическими методами субстрата, подвергшегося выветриванию, возможно только на основе корреляционных связей между индикаторными микроэлементами и по реперным отношениям.

Полученный расчетный первичный состав высокоглиноземистых пород включает такие минералы, как гиббсит, каолинит и монтмориллонит, которые являются типичными продуктами выветривания алюмосиликатов. Присутствие в составе протолита высокоглиноземистых сланцев этих минералов может указывать на возможное участие в источнике сноса образований латеритных кор выветривания. Величина индекса химического выветривания для исследуемых пород (CIA; Nesbitt, Young, 1982) варьирует в пределах 75–97, что характерно для зрелой континентальной коры, образованной в результате интенсивного химического выветривания. На участие продуктов кор выветривания в составе протолита также указывает большое количество дистена и

хлоритоида в высокоглиноземистых сланцах, которые образовались при метаморфических преобразованиях путем простых реакций каолинита с монтмориллонитом, являющихся минералами химической коры выветривания (Юдович, Кетрис, 2000).

Величина гидролизатного модуля (ГМ) для всех исследованных сланцев более 0.55, что характерно для глинистых осадков, образование которых связывается с продуктами размыва и перееотложения кор выветривания (Юдович, Кетрис, 2000). Часть исследованных пород относится к псевдогидролизатам ($\text{MgO} > 3$ мас. %), которые собственно и являются магнезиальными продуктами размыва пород формации коры выветривания, сформированной по основному-ультраосновному субстрату. На участие в источнике сноса пород основного состава также указывает прямая корреляционная зависимость между концентрациями магния и хрома в породах, которая более типична для пород первой группы.

Уменьшение величин модулей ЖМ и ФМ в высокоглиноземистых сланцах группы 2 является следствием добавки к источнику сноса, представленного продуктами разрушения пород основного-ультраосновного составов, более кислых образований. Для кор выветривания по кислым породам (гнейсы и граниты) характерна отрицательная корреляция модулей ЩМ ($\text{ЩМ} = \text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$) с ГМ и ЖМ и тенденция к положительной корреляции модулей ЖМ и ТМ ($\text{ТМ} = \text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$). Для кор выветривания по основным породам выявлена

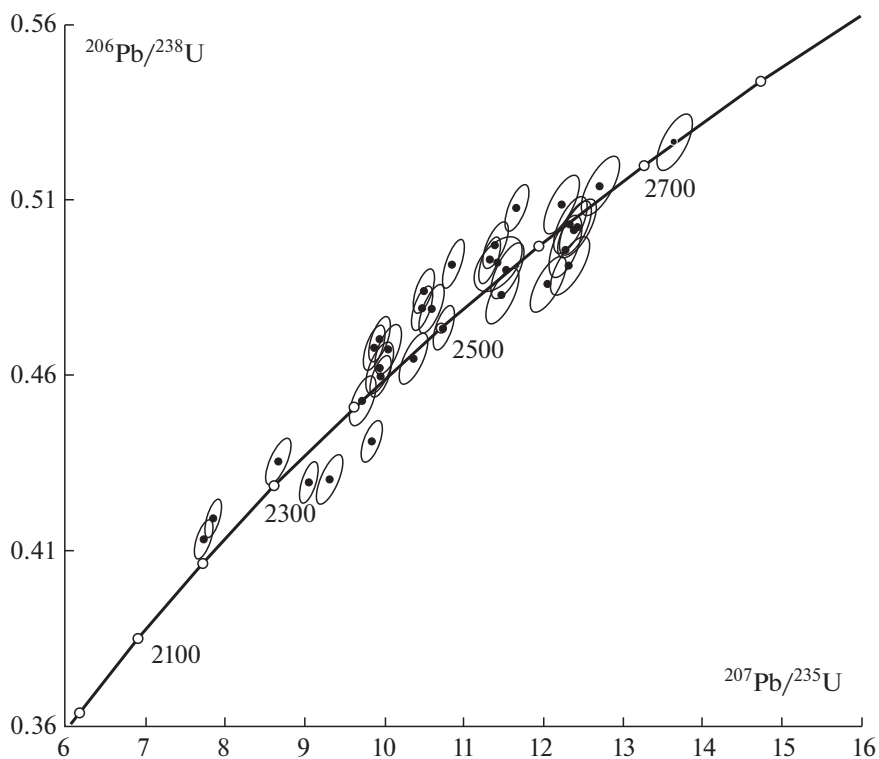
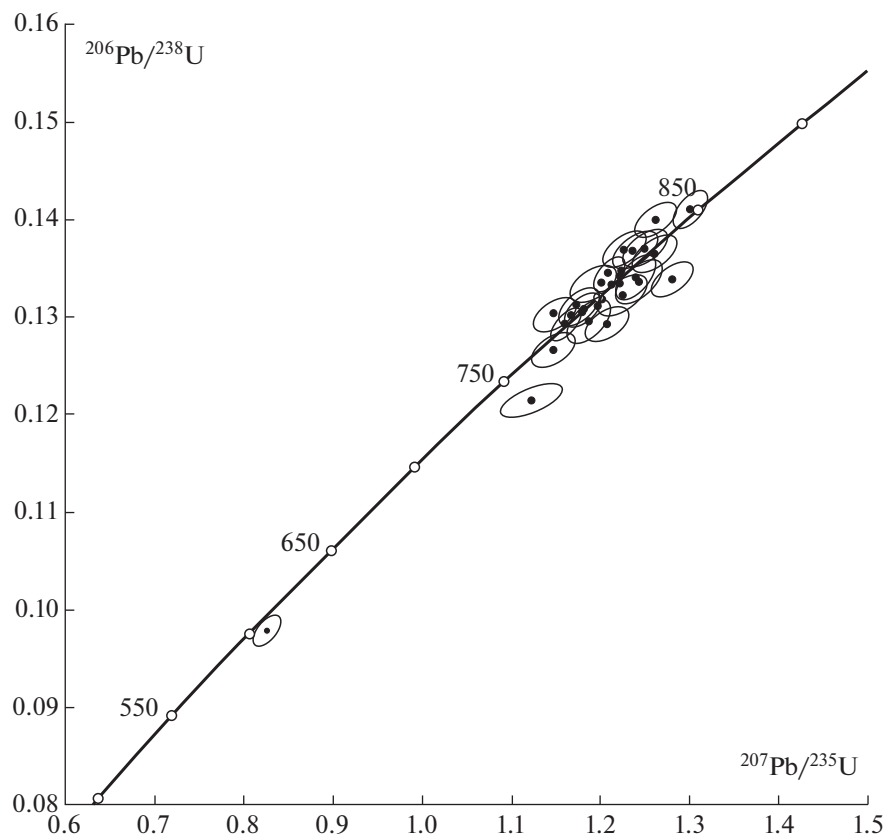


Рис. 10. Диаграммы с конкордией для цирконов из сланца (AP-8) горлыкской свиты.

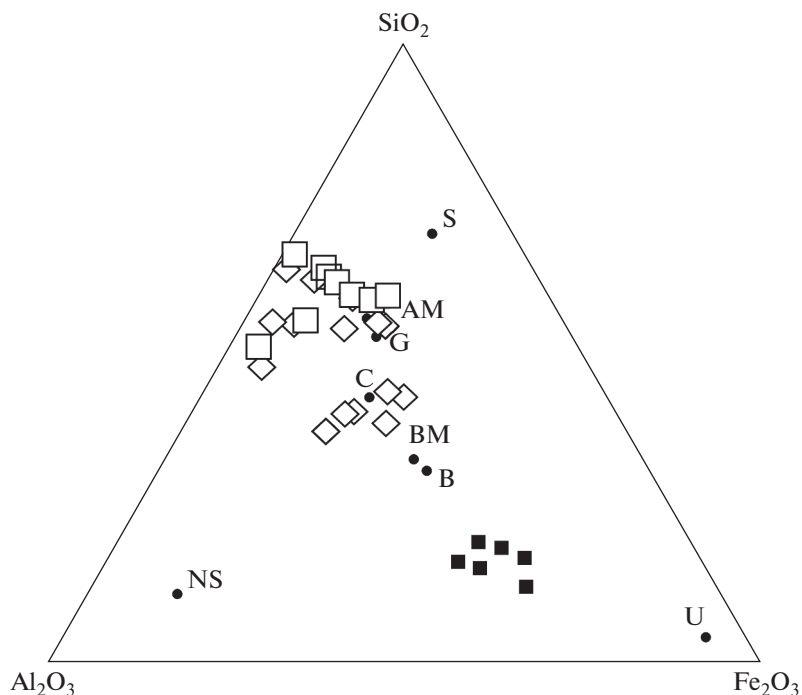


Рис. 11. Диаграмма Fe_2O_3 – SiO_2 – Al_2O_3 (Schellmann, 1986) для высокоглиноземистых пород горлыкской свиты. Буквами обозначены латериты: G – по гранитам; B – по базальтам, долеритам или габбро; U – по ультраосновным породам; NS – по нефелиновым сиенитам; AM – по кислым метаморфитам; BM – по основным метаморфитам; C – по глинам; S – по песчаникам. Черными квадратами показаны составы бокситов Боксонского месторождения. Условные обозначения см. на рис. 5.

положительная связь ГМ с ТМ и отрицательная НКМ ($НКМ = (Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$) с ГМ и ТМ. Анализ петрохимических данных показал, что для низкотитанистых пород первой группы наиболее вероятным источником сноса могли служить породы основного состава, а для сланцев второй группы – кислые породы.

Высокие концентрации Cr, V, Mg и B в высокоглиноземистых сланцах горлыкской свиты являются типичным признаком участия продуктов коры выветривания по породам ультраосновного-основного состава. Геохимические особенности пород группы 2 указывают на то, что их формирование происходило за счет смешения детритового материала, образованного в результате размыва и переотложения продуктов коры выветривания, развитой по породам основного и кислого составов (рис. 11). Исходя из диаграммы (рис. 7б), можно предположить, что основная часть высокоглиноземистых сланцев формировалась за счет архейских и протерозойских осадочных и вулканогенных образований. Исходными образованиями, подвергшимися выветриванию, согласно рис. 12, являлись большей частью нерестрицированные породы.

Приведенные данные позволяют рассматривать в качестве основных источников сноса архейские и протерозойские образования Тувино-Монгольско-

го микроконтинента. Согласно геологической ситуации, ими могли являться породы ультраосновного и основного состава Дунжугурского офиолитового комплекса и тоналит-трондьемитовой ассоциации (ТТА) Гарганской глыбы. Тренд на рис. 13 показывает, что высокоглиноземистые породы горлыкской свиты могли формироваться за счет пород офиолитового комплекса и гнейсов тоналит-трондьемитовой ассоциации и амфиболитов Гарганской глыбы. Положение точек составов пород на этой диаграмме указывает на преобладание в исходных глинистых отложениях свиты каолинита и иллита. Высокие содержания MgO (более 3 мас. %) и железа в высокоглиноземистых отложениях являются следствием присутствия в составе протолита хлорита и монтмориллонита.

Считается (Маслов и др., 2014), что концентрации Zr и Cr при седиментации контролируются количеством аксессуарных минералов, в то время как Sc, Co, Y, Ni, V сорбируются глинистым веществом. Породы горлыкской свиты характеризуются высокими (относительно PAAS) концентрациями большинства (за исключением Co, Ni) указанных элементов. Если концентрации Zr действительно контролируются количеством циркона в породе, то сорбентом хрома, имеющего прямую корреляционную зависимость с ванадием, является глинистое вещество.

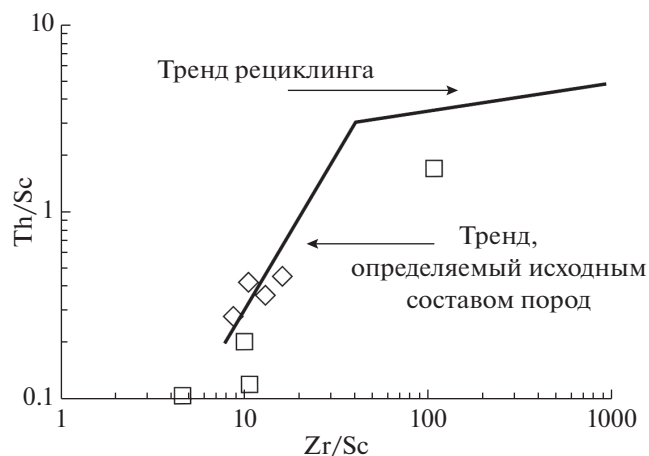


Рис. 12. Диаграмма Zr/Sc–Th/Sc (McLennan et al., 1993) для сланцев горлыкской свиты. Условные обозначения на рис. 5.

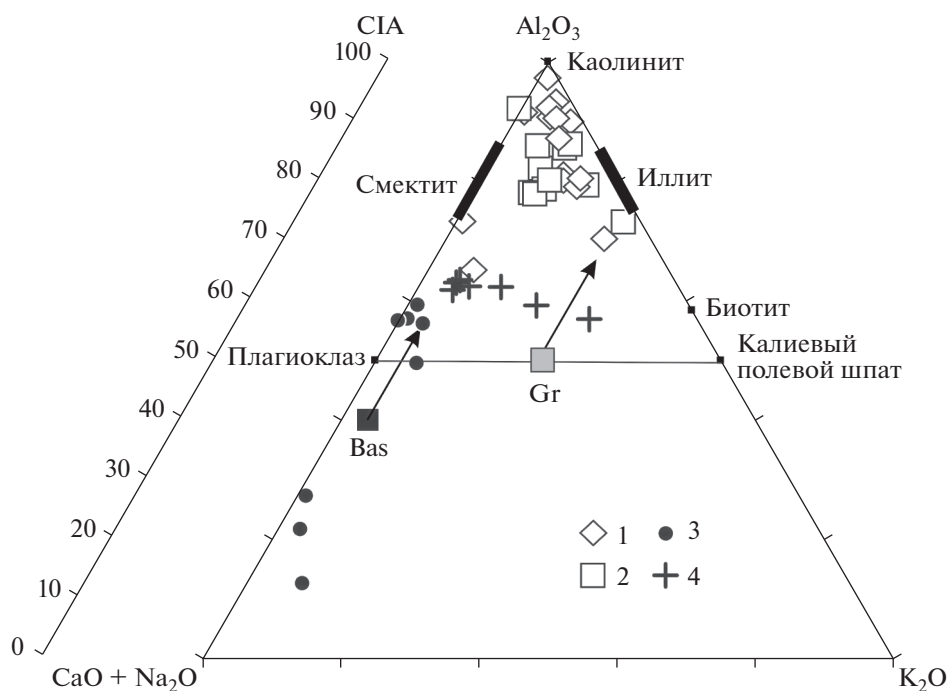


Рис. 13. Диаграмма А–СN–К (Nesbit, Young, 1989) для высокоглиноземистых пород горлыкской свиты. 1, 2 – сланцы горлыкской свиты: 1 – низкотитанистые ($\text{TiO}_2 < 2$ мас. %) и высокотитанистые ($\text{TiO}_2 > 2$ мас. %); 3 – породы офиолитовой ассоциации Дунжугурской островной дуги (Медведев и др., 1991; Сляров и др., 2016); 4 – породы фундамента Гарганской глыбы (Левицкий и др., 2014). Gr – граниты, Bas – базальты.

Еще одним доказательством участия пород офиолитового комплекса в источнике сноса являются повышенные относительно ПААС содержания бора (14–370 мкг/г) (табл. 1). Среднее содержание бора в кислых породах невысоко (15 мкг/г), в габбро, базальтах и ультраосновных породах еще ниже (5–6 мкг/г) (Виноградов, 1962). При серпентинизации гипербазитов происходит их значительное обогащение бором, а его среднее содержание в серпентинитах возрастает до 90 мкг/г и выше (Горбов, 1976). Объясняется это вхождением бора

в тетраэдрические позиции кремния в кристаллической структуре серпентина вместе с алюминием и железом (Щербов, 1982). Содержания бора в породах Гарганской глыбы невелики (4–38 мкг/г; Левицкий и др., 2014), данные по концентрации этого элемента в офиолитах Восточных Саян отсутствуют. Однако, исходя из приведенных данных, продукты разрушения серпентинитов и гипербазитов Дунжугурского офиолитового комплекса могли являться источником бора в бассейне седиментации. Сорбционная емкость гидрослюдов в отноше-

Таблица 3. Sm–Nd изотопные данные для осадочных и метаморфических образований Тувино–Монгольского микроконтинента

Породы	Модельный возраст, млрд лет	ϵ_{Nd}
Высокоглиноземистые отложения горлыкской свиты	1.8–2.0	–6.5...–9.5
Бокситы Боксонского месторождения	1.9–2.2	–5.3...–2.7
Гранитогайсы Гарганской глыбы*	2.8–2.9	–22... –27
Вулканиды сархойской серии*	1.6–2.0	–1.6... –5.5
Метапесчаники окинской серии*	1.7–2.3	–4...–9

Примечание. (*) Из работы (Летникова и др., 2011).

нии бора очень велика, в меньшей мере он связывается в монтмориллоните и каолините. Обогащение бором перемещенных продуктов может происходить как за счет увеличения в них количества глин, унаследовавших бор от элювиального процесса, так и за счет захвата элемента глинистыми минералами из вод бассейнов переотложения (Щербов, 1992).

Полученные Nd-изотопные данные указывают на то, что накопление метатерригенных отложений горлыкской свиты и боксонской серии происходило за счет продуктов разрушения пород с палеопротерозойским и архейским Nd-модельным возрастом. Некоторые отличия Nd-изотопных характеристик пород горлыкской свиты позволяют предполагать вклад ювенильного материала в состав протолита. Низкие величины $\epsilon_{Nd}(500)$ и древние Nd-модельные возрасты характерны для супракрустальных пород моренского комплекса, включенного в состав Тувино–Монгольского массива (Козаков и др., 2003).

Стратиграфическим аналогом горлыкской свиты чехла Тувино–Монгольского микроконтинента, как указывалось выше, являются породы боксонской серии, к которым приурочено Боксонское месторождение бокситов. Образование бокситов этого месторождения является результатом развития и размыва глиноземной латеритной коры выветривания (Добрецов и др., 1989). Многократное появление высокоглиноземистых горизонтов в пределах рудоносной пачки и чередование их с карбонатными и кластогенными образованиями указывают на переотложенный характер коры выветривания, формирование которой происходило в прибрежном мелководном морском бассейне.

Сравнение высокоглиноземистых пород горлыкской свиты и бокситов боксонской серии показало сходство в них концентраций многих химических элементов. При этом содержания Sr и Ni в сланцах горлыкской свиты значительно ниже, чем в бокситах (14–1400 и 5–210 против 170–3800 и 28–520 мкг/г соответственно). Концентрации V (90–2700 мкг/г) и Zr (150–500 мкг/г) в сланцах,

наоборот, выше, чем в бокситах (120–1400 и 45–660 мкг/г соответственно). На диаграмме $Fe_2O_3-SiO_2-Al_2O_3$ (рис. 11) точки составов высокоглиноземистых низкотитанистых пород первой группы близки к составу кор выветривания, образованных по основным метаморфитам и базальтоидам. Составы сланцев второй группы (рис. 11) близки к составам гранитов и кислых метаморфических пород. При этом состав бокситов Боксонского месторождения ближе к составу кор выветривания, чем к составу ультраосновных пород. Источники поступления латеритного материала находились в пределах единого тектонического блока, породы которого подвергались выветриванию и дальнейшему переотложению в бассейне седиментации. Nd-изотопные данные свидетельствуют, что источником вещества для высокоглиноземистых пород горлыкской свиты и бокситов боксонской серии могли служить неархейские метаморфические образования фундамента Тувино–Монгольского микроконтинента (Гарганская глыба) и непротерозойские осадочно-вулканогенные породы активной окраины этого тектонического блока (сархойская и окинская серии) (табл. 3).

Состав осадков и фациальный анализ отложений Тувино–Монгольского микроконтинента указывают на обособленность микроконтинента во время накопления его платформенного чехла (Беличенко и др., 2003). В позднем рифее в процессе амальгамации к Гарганскому блоку ряда террейнов завершилось формирование фундамента Тувино–Монгольского микроконтинента. В это время, вероятнее всего, часть сформированной покровно-складчатой структуры фундамента возвышалась над поверхностью океана и подвергалась денудации и выветриванию. Таким образом, основными источниками сноса служили породы фундамента, возраст которых совпадает с возрастными границами, определенными по детритовым цирконам из сланцев горлыкской свиты и по Nd-изотопным составам осадочных и метаморфических образований Тувино–Монгольского микроконтинента (табл. 3).

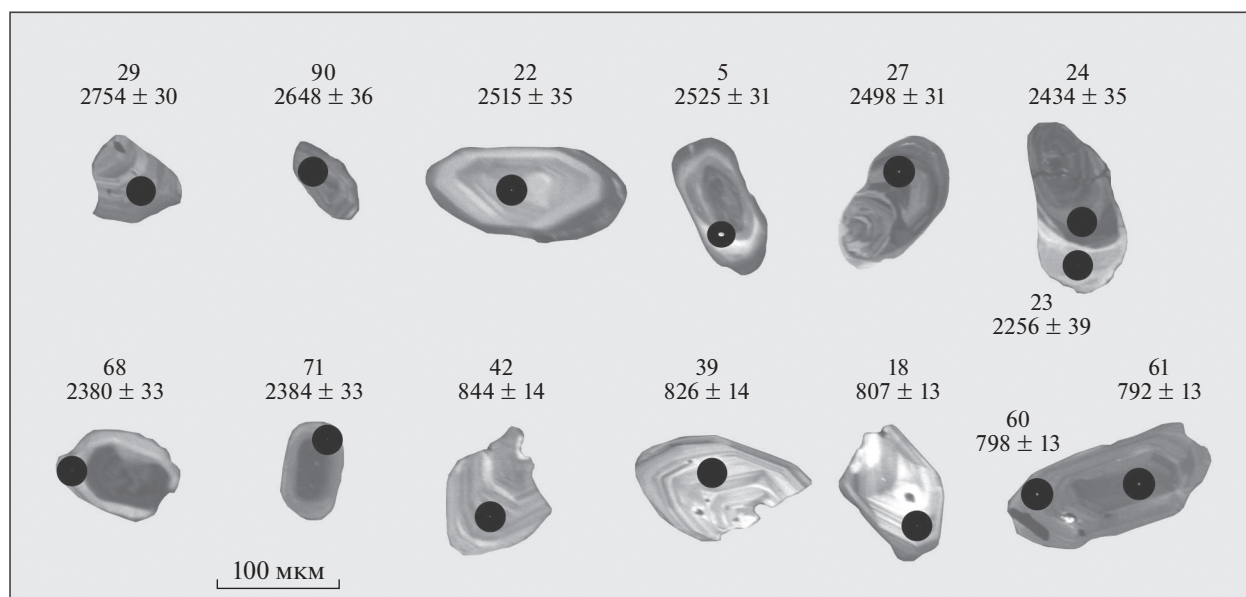


Рис. 14. Катодолуминесцентные изображения типичных кристаллов цирконов разных возрастных диапазонов с осцилляционной зональностью и метаморфическими каймами из сланцев горлыкской свиты.

Основной пик цирконов с возрастом 0.79 млрд лет отвечает размыву пород Сархойской островной дуги. Интервал 820–850 млн лет может быть связан с отложениями окинской аккреционной призмы. Источником архейской группы цирконов являлись образования Гарганского кратонного блока, однако породы возрастного интервала 2.3–2.5 млрд лет в пределах глыбы до настоящего времени не обнаружены. Цирконы этого возраста встречаются в терригенных породах верхнешумаковской свиты, подстилающей горлыкскую свиту (Школьник и др., 2014), а также типичны для других осадочных и осадочно-вулканогенных отложений Тувино-Монгольского микроконтинента (Демонтерова и др., 2011; Кузьмичев, Ларионов, 2013). Цирконы раннепалеопротерозойского возраста отмечаются в терригенных породах эрзинского и моренского комплексов, которые И.К. Козаков с соавторами (2005) включают в состав Тувино-Монгольского микроконтинента. Исходя из полученных нами результатов по цирконам из сланцев горлыкской свиты (рис. 14), можно предположить, что возраст 2.3 и 2.4 млрд лет, судя по новообразованным каймам, может отвечать метаморфическому событию в пределах глыбы. Магматических или метаморфических преобразований возрастного интервала 750–600 млн лет в пределах Тувино-Монгольского микроконтинента до настоящего времени не выявлено, хотя в работе (Кузьмичев, Ларионов, 2013) и была предпринята попытка датирования этого “немого” интервала, который может быть связан с одним из этапов развития Шишихидской островной дуги. Минимальное значение возраста, полученное по одному циркону

из сланца горлыкской свиты (602 ± 12 млн лет), пока некорректно для определения времени накопления толщи. По опубликованным современным данным, Pb–Pb возраст известняков горлыкской свиты оценивается 610 ± 45 млн лет (Ситкина и др., 2017), а стратиграфические аналоги в основании боксонской серии (известняки забитской свиты) имеют близкий Pb–Pb возраст 620 ± 50 млн лет (Кузнецов и др., 2018). Одним из индикаторов развития коры выветривания в отложениях боксонской серии служат пестроцветные доломиты в кровле забитской свиты. При этом Sr-хемотратиграфическая характеристика доломитов, залегающих ниже пестроцветных доломитов, указывает на их поздневендский (немакит-далдынский) возраст (Кузнецов и др., 2010). В то время происходило региональное поднятие (Беличенко и др., 2003; Кузьмичев, 2004) и были созданы благоприятные условия для формирования коры выветривания в пределах Тувино-Монгольского микроконтинента. Завершение аккреционно-коллизийных процессов в Тункинских гольцах, с учетом данных по метаморфизму, ограничивается 487 ± 4.4 млн лет (Резницкий и др., 2013). В этом временном диапазоне, вероятно, происходило и накопление вышележащих отложений араошейской свиты.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе минералогических и геохимических методов исследования высокоглиноземистых отложений горлыкской свиты установлено, что их формирование происходило за счет смешения детритового материала, образованного при размыве

продуктов коры выветривания, развитой по породам основного-ультраосновного и кислого состава. Основными источниками сноса для терригенных отложений горлыкской свиты служили комплексы пород неопротерозойского и палеопротерозойско-архейского возрастов, скорее всего магматические и метаморфические образования Сархойской и Дунжугурской островных дуг и Гарганского кратонного блока.

По петрохимическим и Nd-изотопным данным установлено сходство составов высокоглиноземистых отложений горлыкской свиты и бокситов боксонской серии. Их накопление происходило за счет близких источников сноса в едином осадочном бассейне. Бокситы Боксонского месторождения, представляющие собой переотложенную кору выветривания, формировались, скорее всего, в верхней, наиболее мелководной, части шельфа морского бассейна; серые пиритосодержащие высокоглиноземистые породы горлыкской свиты, являясь терригенными образованиями с высокой долей участия продуктов размыва кор выветривания, отлагались в дистальных (удаленных) частях шельфа Тувино-Монгольского микроконтинента.

Источники финансирования. Исследования выполнены при поддержке гранта РФФИ и Правительства Иркутской области, проект № 17-45-388052, и по государственному заданию ИЗК СО РАН, ИГМ СО РАН с использованием оборудования ЦКП “Геодинамика и геохронология” ИЗК СО РАН (г. Иркутск).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Анисимова И.В., Левицкий И.В., Сальникова Е.Б. и др.* Возраст фундамента Гарганской глыбы (Восточный Саян): результаты U–Pb геохронологических исследований // Изотопные системы и время геологических процессов. Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии. Т. 1. СПб.: ИГГД РАН, 2009. С. 34–35.
- Беличенко В.Г., Резницкий Л.З., Гелетий Н.К., Бараиш И.Г.* Тувино-Монгольский массив (к проблеме микроконтинентов Палеоазиатского океана) // Геология и геофизика. 2003. № 6. С. 554–564.
- Беличенко В.Г., Гелетий Н.К., Бараиш И.Г.* Баргузинский микроконтинент (Байкальская горная область): к проблеме выделения // Геология и геофизика. 2006. № 10. С. 1049–1059.
- Боос Р.Г.* Палеозой Тункинских гольцов Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1991. 144 с.
- Боос Р.Г., Воронцова Г.А.* Органические остатки в отложениях Ильчирского синклиория (Восточный Саян) // Геология и полезные ископаемые юга Восточной Сибири. Иркутск: ВостСибНИИГГиМС, 1984. С. 44–45.
- Виноградов А.П.* Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. 1962. № 7. С. 555–571.
- Вишневецкая И.А., Летникова Е.Ф.* Хемостратиграфия венд-кембрийских карбонатных отложений осадочно-чехла Тувино-Монгольского микроконтинента // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 6. С. 741–763.
- Горбов А.Ф.* Геохимия бора. Л.: Недра, 1976. 206 с.
- Горохов И.М., Мельников Н.Н., Кузнецов А.Б. и др.* Sm–Nd систематика тонкозернистых фракций нижнекембрийских “синих глин” Северной Эстонии // Литология и полезн. ископаемые. 2007. № 5. С. 536–551.
- Демонтерова Е.И., Иванов А.В., Резницкий Л.З. и др.* История формирования Тувино-Монгольского массива по данным U–Pb датирования методом LA-ICP-MS детритовых цирконов из песчаника дархатской серии (Западное Прихубсугулье, Северная Монголия) // Докл. АН. 2011. Т. 441. № 3. С. 358–362.
- Добрецов Н.Л., Беличенко В.Г., Боос Р.Г. и др.* Геология и рудоносность Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1989. 124 с.
- Козаков И.К., Ковач В.П., Ярмолюк В.В. и др.* Корообразующие процессы в геологическом развитии Тувино-Монгольского массива: Sm–Nd изотопные и геохимические данные по гранитоидам // Петрология. 2003. Т. 11. № 5. С. 491–511.
- Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Натман А. и др.* Метатерригенные толщи Тувино-Монгольского массива: возраст, источники, тектоническая позиция // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2005. Т. 13. № 1. С. 3–25.
- Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Крупенин М.Т. и др.* Формирование и преобразование карбонатных пород и сидеритовых руд бакальской свиты нижнего рифея (Южный Урал): Sr-изотопная характеристика и Pb–Pb возраст // Литология и полезн. ископаемые. 2005. № 3. С. 227–249.
- Кузнецов А.Б., Летникова Е.Ф., Вишневецкая И.А. и др.* Sr хемостратиграфия карбонатных отложений осадочно-чехла Тувино-Монгольского микроконтинента // Докл. АН. 2010. Т. 432. № 3. С. 350–355.
- Кузнецов А.Б., Васильева И.М., Ситкина Д.Р. и др.* Возраст карбонатных пород и фосфоритов в чехле Тувино-Монгольского микроконтинента // Докл. АН. 2018. Т. 479. № 1. С. 49–53.
- Кузьмичев А.Б.* Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: ПРОБЕЛ-2000, 2004. 192 с.
- Кузьмичев А.Б., Ларионов А.Н.* Сархойская серия Восточного Саяна: неопротерозойский (~770–800 млн лет) вулканический пояс андийского типа // Геология и геофизика. 2011. № 7. С. 875–895.
- Кузьмичев А.Б., Ларионов А.Н.* Неопротерозойские островные дуги Восточного Саяна: длительность магматической активности по результатам датирования вулканокластиков по цирконам // Геология и геофизика. 2013. № 1. С. 45–57.
- Левицкий И.В., Левицкий В.И., Ефремов С.В.* Петрология и геохимия пород фундамента Гарганской глыбы (Восточный Саян) // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле РАЕН. 2014. № 4(47). С. 43–55.

- Летникова Е.Ф., Вещева С.В., Прошенкин А.И., Кузнецов А.Б.* Неопротерозойские терригенные отложения Тувино-Монгольского микроконтинента: геохимическая корреляция, источники сноса, геодинамическая реконструкция // Геология и геофизика. 2011. № 12. С. 2110–2122.
- Маслов А.В., Шевченко В.П., Подковыров В.Н. и др.* Особенности распределения элементов-примесей и редкоземельных элементов в современных донных осадках нижнего течения р. Северной Двины и Белого моря // Литология и полезн. ископаемые. 2014. № 6. С. 463–492.
- Медведев В.Н., Каперская Ю.Н., Казанцева Т.И.* Особенности геохимии офиолитов Восточного Саяна // Геохимия. 1991. № 7. С. 972–980.
- Неелов А.Н.* Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.
- Постников А.А., Терлеев А.А.* Стратиграфия неопротерозоя Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 3. С. 295–309.
- Резницкий Л.З., Травин А.В., Беличенко В.Г. и др.* $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст полифациального метаморфизма осадочно-вулканогенных толщ Тункинских гольцов (Восточный Саян) // Доклады АН. 2013. № 6. С. 684–688.
- Розен О.М., Аббясов А.А., Мигдисов А.А., Ярошевский А.А.* Программа MINLITH для расчета минерального состава осадочных пород: достоверность результатов в применении к отложениям древних платформ // Геохимия. 2000. № 4. С. 431–444.
- Ситкина Д.Р., Кузнецов А.Б., Смирнова З.Б.* Палеогеография и возраст карбонатных пород складчатого обрамления Сибирской платформы // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы совещания. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2017. С. 252–253.
- Склярков Е.В., Ковач В.П., Котов А.Б. и др.* Бониниты и офиолиты: проблемы их соотношения и петрогенезиса бонинитов // Геология и геофизика. 2016. № 1. С. 163–180.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.* Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
- Школьник С.И., Летникова Е.Ф., Беличенко В.Г. и др.* U–Pb датирование методом LA-ICP-MS детритовых цирконов из метатерригенных отложений венд-кембрийского чехла Тувино-Монгольского микроконтинента (Тункинские гольцы, Восточный Саян) // Докл. АН. 2014. № 4. С. 452–455.
- Щербов Б.Л.* Геохимия бора в корях выветривания каолинового типа. Новосибирск: Наука, 1982. 117 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.
- 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.
- Jacobsen S.B., Wasserburg G.J.* Sm–Nd evolution of chondrites and achondrites // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. V. 67. P. 137–150.
- Jochum K.P., Brueckner S.M., Nohl U.* Geostandards and geoanalytical research bibliographic review // Geost. Geoanal. Res. 2009. V. 33. № 4. P. 501–505.
- Khain E.V., Bibikova E.V., Kroner A. et al.* The most ancient ophiolite of Central Asian fold belt: U–Pb and Pb–Pb zircon ages for the Dunzhugur Complex, Eastern Sayan, Siberia, and geodynamic implications // Earth Planet. Sci. Lett. 2002. V. 199. P. 311–325.
- Kovach V.P., Matukov D.I., Berezhnaya N.G. et al.* Shrimp zircon age of the Gargan block tonalities – find Early Precambrian basement of the Tuvino-Mongolian microcontinent, Central Asia mobile belt // XXXII IGC. Session: T31.01 – Tectonics of Precambrian Mobile Belts. Florence, 2004. Pt. 2. P. 1263.
- Kuzmichev A., Sklyarov E., Postnikov A., Bibikova E.* The Oka Belt (Southern Siberia and Northern Mongolia): a Neoproterozoic analog of the Japanese Shimanto Belt? // Island Arc. 2007. V. 16. P. 224–242.
- Makrygina V.A., Petrova Z.I.* The importance of geochemical data for geodynamic reconstruction: formation of the Olkhon metamorphic complex, lake Baikal, Russia // Lithos. 1998. V. 43. P. 135–150.
- McLennan S.M., Hemming S., McDaniel D.K., Hanson G.N.* Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics // Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 1993. № 284. P. 21–40.
- Nesbitt H.W., Young G.M.* Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // Nature. 1982. V. 299. P. 715–717.
- Nesbitt H.W., Yong G.M.* Formation and diagenesis of weathering profiles // J. Geol. 1989. V. 97. P. 129–147.
- Panteeva S.V., Gladkochoub D.P., Donskaya T.V. et al.* Determination of 24 trace elements in felsic rocks by inductively coupled plasma mass spectrometry after lithium metaborate fusion // Spectrochimica Acta. Part B: Atomic Spectroscopy. 2003. V. 58. № 2. P. 341–350.
- Pin C., Santos Zalduegui J.F.* Sequential separation of light-rare-earth elements, thorium and uranium by miniaturized extraction chromatography: Application to isotopic analyses of silicate rocks // Anal. Chim. Acta. 1997. V. 339. P. 79–89.
- Schellmann W.* On the geochemistry of laterites // Chem. Erde. 1986. V. 45. P. 39–52.
- Sun S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in Oceanic Basins. Eds. Saunders A.D., Norry M.J. Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313–345.
- Van Achterbergh E., Ryan C.G., Griffin W.L.* GLITTER: on-line interactive data reduction for the laser ablation ICP MS microprobe // Proc. 9th V.M. Goldschmidt Conference, Cambridge, US, 1999. Cambridge: Massachusetts, 2001. P. 305.

Рецензенты А.Б. Кузнецов, М.Г. Леонов

Provenance Area of Vendian Highly Aluminiferous Rocks of the Tunka Bald Mountain, Eastern Sayan: Results of Isotopic, Geochemical and Mineralogical Studies

S. I. Shkolnik^{a, b, #}, A. V. Ivanov^b, E. F. Letnikova^b, and M. O. Anosova^c

^a*Institute of Earth Crust, SB RAS, Irkutsk, Russia*

^b*Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, Novosibirsk, Russia*

^c*Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, RAS, Moscow, Russia*

[#]*e-mail: sink@crust.irk.ru*

Data on the mineral, chemical, and Nd isotopic composition of highly aluminiferous schists of the Gorlyk Formation of the Tunka Bald mountain of the Eastern Sayan, correlated with deposits of the Vendian-Cambrian cover in the central part of the Tuva-Mongolian microcontinent, are presented. The formation of highly aluminiferous deposits took place in the distal parts of the shelf of the microcontinent, and the chemical composition (high concentrations of Cr, V, and Zr) of the shales of the suite indicates that the erosion products for them were acidic and basic-ultrabasic rocks. It was established that the protolith of parametamorphic rocks was probably formed due to the destruction of magmatic and volcanic formations of the Sarkhoy and Dunzhugur island arcs and metamorphic rocks of the Gargan craton block, as well as weathering crusts developed along them.

Keywords: Tunka Bald mountain, Tuva-Mongolian microcontinent, highly aluminiferous rocks, provenance area, U–Pb age