

УДК 552.4

МЕТАБАЗИТЫ ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА БУЛУНСКОГО БЛОКА (ЮГО-ЗАПАД СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ) КАК ИНДИКАТОРЫ СОСТАВА И ИЗОТОПНЫХ ПАРАМЕТРОВ АРХЕЙСКОЙ МАНТИИ

© 2021 г. О. М. Туркина^{a, b, *}, А. Э. Изох^{a, b}, А. Д. Ножкин^a

^aИнститут геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

^bНовосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

*e-mail: turkina@igm.nsc.ru

Поступила в редакцию 22.11.2020 г.

После доработки 12.01.2021 г.

Принята к публикации 28.01.2021 г.

В работе суммированы данные по содержанию главных и редких элементов и Sm-Nd изотопному составу метабазитов Урикского зеленокаменного пояса (Шарыжалгайский выступ, ЮЗ Сибирского кратона). Архейские метабазиты (амфиболиты и гранатовые амфиболиты) стратифицированного комплекса и субпластовых тел включают четыре типа. К первому типу относятся низкотитанистые амфиболиты участка Урик, их характерные черты – отчетливое обеднение легкими РЗЭ $((La/Sm)_n = 0.8–1.1)$, отсутствие Nb-минимума и положительные значения $\epsilon_{Nd}(T)$ (до +4.1). Второй тип – умеренно-титанистые амфиболиты участка Урик. Они отличаются от пород первого типа повышенными $(La/Sm)_n$ (1.0–1.5), Th, Zr, Nb, Y и пониженными $\epsilon_{Nd}(T)$ (+0.4...–1.6), но подобно низкотитанистым амфиболитам не обнаруживают обеднения Nb. К третьему типу относятся амфиболиты участка Тагна, которые характеризуются непрерывным ростом концентраций TiO_2 , легких РЗЭ, Th, Zr, Nb с уменьшением Mg# и имеют $\epsilon_{Nd}(T)$ от +1.3 до –0.5. Они отличаются повышенными $(La/Sm)_n$ (1.1–2.3), Zr, Nb и наличием отчетливого Nb-минимума. Четвертый тип включает все высокотитанистые амфиболиты субпластовых тел, которые обогащены легкими РЗЭ $((La/Sm)_n = 1.9–3.4)$, Th, Zr, Nb, имеют повышенные $(Gd/Yb)_n$ (1.4–2.0), резкий Nb-минимум и отрицательные $\epsilon_{Nd}(T)$. Результаты расчетного моделирования, характерные черты редкоэлементного и изотопного состава свидетельствуют о формировании низко- и умеренно-титанистых метабазальтов участка Урик из слабо деплетированного и близкого к примитивному мантийных источников соответственно. Их базальтовые протолиты отвечают породам океанической коры. Метабазальты участка Тагна образовались из слабо деплетированного и гидратированного мантийного источника, контаминированного коровым материалом. Обогащение источника некогерентными элементами могло быть связано с субдукцией осадков и непосредственно предшествовало формированию вулканитов. Метабазиты субпластовых тел произошли из обогащенного источника с длительной предысторией, подобного субконтинентальной литосфере. Вероятными современными аналогами этих пород являются внутриплитные континентальные базальты. Ни один из трех доминирующих типов метабазитов Урикского ЗКП не обнаруживает признаков источников с резко деплетированными или обогащенными геохимическими характеристиками, что свидетельствует о слабой дифференциации мантии к рубежу мезо- и неогархея (~2.8 млрд лет). С рубежа ~2.8 млрд лет фиксируется формирование литосферной мантии с надсубдукционными характеристиками (гидратированная мантия). Резкие различия в вещественных и изотопных характеристиках метабазальтов Урикского ЗКП служат обоснованием модели формирования Булунского блока в результате аккреционных процессов, которые привели к тектоническому совмещению в его структуре фрагментов океанической коры, океанической островной дуги и более древней континентальной коры, представленной ТТГ-комплексом на рубеже ~1.86–1.82 млрд лет.

Ключевые слова: архей, метабазальты, мантийные источники

DOI: 10.31857/S0869590321040075

ВВЕДЕНИЕ

Архейские гранит-зеленокаменные провинции образованы двумя главными породными комплексами: тоналит-трондьемит-гранодиоритовыми (ТТГ) плагиогнейсами и плагиогранитои-

дами и осадочно-вулканогенными ассоциациями зеленокаменных поясов (ЗКП) (Condie, 1981). Среди вулканитов большинства ЗКП доминирующими являются базальты. Интерпретация происхождения вулканитов ЗКП в значительной сте-

пени базируется на геохимических и изотопных данных. Детальные исследования вещественных характеристик основных вулканитов ЗКП выявили широкое разнообразие их состава, по которому они сопоставляются с современными базальтами океанических плато, субдукционных обстановок и континентальных рифтов (De Wit et al., 2011; Furnes et al., 2015; Condie, 1994; Polat et al., 1999; Green et al., 2000; Black et al., 2004; Komiya et al., 2004; Щипанский, 2008; Jenner et al., 2009; Thurston, 2015; Sappin et al., 2018; Turkina et al., 2020). Возможность использования геохимической информации для анализа геодинамических условий генерации архейских базальтов, так же как и их сопоставление по геохимическим параметрам с современными вулканитами различных геодинамических обстановок, остаются остро дискуссионными. Архейские базальтовые ассоциации ЗКП обнаруживают как сходство, так и отличие от более молодых основных вулканитов, которые обусловлены как иным температурным режимом архейской мантии, так и особенностями состава мантийных источников. Например, Н. Арндтом было показано, что архейские толеитовые базальты отличаются от современных базальтов океанических хребтов, океанических островов и островных дуг повышенными содержаниями SiO_2 и FeO (Arndt et al., 1997). По данным (Condie, 2018), раннеархейские базальты не обнаруживают резко выраженных геохимических характеристик, обусловленных генерацией из обогащенных или деплетированных мантийных резервуаров. Геохимические сигнатуры, присущие обогащенным, деплетированным и гидратированным (преобразованным под действием флюида) мантийным источникам, становятся более отчетливыми у базальтов, формировавшихся в течение переходного периода геологической истории от 3 до 2 млрд лет. В целом геохимические и изотопные характеристики базальтов ЗКП служат главным источником информации о составе архейской мантии, ее гетерогенности и эволюции во времени.

На юго-западе Сибирского кратона (Шарыжалгайский выступ) исследованы метабазальтовые ассоциации в Урикском и Онотском зеленокаменных поясах (Ножкин и др., 2001; Туркина, Ножкин, 2008; Turkina et al., 2020). Урикский зеленокаменный пояс Булунского блока на северо-западе Шарыжалгайского выступа имеет протяженность около 170 км и сложен преимущественно амфиболитами и гранатовыми амфиболитами, протолиты которых по составу отвечают базальтам. На основании характера породных ассоциаций и их вещественных характеристик для метабазальтов южной части Урикского ЗКП предполагалось сходство с базальтами океанического дна (Туркина, Ножкин, 2008). В настоящей работе представлены геохимические и изотопные (Sm-Nd) данные по метабазальтам центральной части ЗКП (р. Тагна) и

дополнительная информация по редкоэлементному и изотопному составу пород его южной части (р. Урик). Полученные результаты использованы чтобы: 1) охарактеризовать основные метабазальтовые ассоциации Урикского ЗКП, 2) определить характер их мантийных источников, 3) оценить вероятные современные аналоги метабазальтов.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА УРИКСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА

Шарыжалгайский выступ является южным обнаженным окончанием Тунгусской провинции фундамента Сибирской платформы (рис. 1а). Он состоит из четырех блоков (с северо-запада на юго-восток): Булунского, Онотского, Китойского и Иркутского, их границами служат региональные разломы северо-западного и субмеридионального простирания. Булунский блок охватывает северо-западную часть Шарыжалгайского выступа к северо-западу от субмеридионального Онотского глубинного разлома (Грабкин, Мельников, 1980). Структура Булунского блока (рис. 1б) определяется сочетанием узких тектонических пластин и блоков с общей преимущественно северо-западной ориентировкой их тектонических контактов, а также гнейсовидности и полосчатости метаморфических толщ и плагиогранитоидов, которые субпараллельны границам блока. Среди метаморфических пород Булунского блока выделено три породные ассоциации. Две доминирующие ассоциации представлены плагиогнейсами и плагиогранитоидами тоналит-гранодиоритового состава (ТТГ-комплекс) и метабазальтами (амфиболитами, гранатовыми амфиболитами) с редкими линзами кварц-слюдистых кристаллических сланцев (рис. 2). Третья ассоциация включает гранатсодержащие биотитовые и биотит-амфиболовые кристаллические сланцы, содержащие будины гранатовых амфиболитов. ТТГ-комплекс сложен полосчатыми, нередко мигматизированными биотитовыми плагиогнейсами, гнейсовидными до массивных плагиогранитами и редкими гнейсами монцодиоритового состава (Туркина, Ножкин, 2008). Возраст гнейсовидных плагиогранитов и монцодиоритогнейсов составляет ~3.33 млрд лет, плагиогнейсы подвергались метаморфизму около 3.25 млрд лет назад (Туркина и др., 2009, 2013). Возраст амфиболитов (2887 ± 140 млн лет) оценен Sm-Nd методом по изохроне (Туркина, Ножкин, 2008). Цирконы с возрастом 2814 ± 18 млн лет (U-Pb SHRIMP) установлены в гранатовых амфиболитах в центральной части ЗКП (Галимова и др., 2012). В пределах ошибки эти оценки согласуются с определением U-Pb возраста циркона (U-Pb SHRIMP) – 2791 ± 13 млн лет из гранат-биотитовых сланцев, протолиты которых отвечают вулканогенным грауваккам (Туркина и др., 2014). Верхняя возрастная граница отложений ЗКП фиксируется

временем их метаморфизма, которое определено Sm-Nd, Rb-Sr и Pb-Pb методами по пороодообразующим минералам из биотит-гранатового плагиогнейса, в интервале 1824–1863 млн лет (Ризванова и др., 2012). Эта возрастная оценка коррелирует с возрастом постскладчатых гранитов Аларского массива – 1853 ± 11 млн лет, прорывающих амфиболиты (Туркина, Капитонов, 2017).

При геологическом картировании породные ассоциации Булунского блока отнесены к двум свитам сходного литологического состава с доминирующими плагиогнейсами и амфиболитами и увеличением доли последних до 40% вверх по разрезу (Галимова и др., 2012). Нижняя ерминская свита сложена биотитовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами, амфиболитами и гранатовыми амфиболитами и картируется в виде полосы шириной 10–12 км и протяженностью до 170 км вдоль юго-западной границы Булунского блока (рис. 16). Породы таргазойской свиты распространены в виде полосы шириной 10–15 км от водораздела рр. Олот–Урик до правобережья р. Ока вдоль восточной границы Булунского блока. В составе свиты преобладают амфиболиты, гранатовые амфиболиты (до 40%) и биотитовые плагиогнейсы (до 50%), в подчиненном количестве (около 10%) – гранат-биотитовые гнейсы, редко встречаются гранат-кианитовые кристаллические сланцы и кварцито-сланцы. Авторами биотитовые и биотит-амфиболовые плагиогнейсы на основании состава и палеоархейского возраста совместно с гнейсовидными плагиогранитами выделены в ТТГ-комплекс (Туркина, Ножкин, 2008). Близкий литологический состав с преобладанием плагиогнейсов и амфиболитов имеет и онотская свита, картируемая в южной части Булунского блока (рис. 16).

В южной части зеленокаменного пояса амфиболиты изучены по коренным обнажениям в левобережье р. Урик от Аларского гранитного массива до северо-западной границы Булунского блока (Туркина, Ножкин, 2008). В западной части разреза по р. Урик, которая по данным геологического картирования отнесена к ерминской свите, доминируют амфиболиты, содержащие субпластовые тела биотитсодержащих амфиболитов, которые сменяются мощной пластиной, сложенной породами ТТГ-комплекса (рис. 2). В центральной части разреза наиболее широко распространены гранатовые амфиболиты с прослоями кианитсодержащих и гранат-слюдяных сланцев и кварцито-сланцев, которые включают пластину видимой мощностью до 1 км, сложенную гранатсодержащими биотитовыми и амфибол-биотитовыми кристаллическими сланцами. Последние содержат линзы и будины гранатовых амфиболитов. Эта часть разреза закартирована в составе таргазойской свиты. В восточной части разреза доминируют плагиогнейсы и гнейсовидные плагиограниты. Отдельные пластины гранатовых амфиболитов

трассируют северо-восточную границу Булунского блока, вдоль которой палеоархейские породы ТТГ-комплекса надвинуты на неопротерозойские осадочные отложения чехла Сибирской платформы.

В центральной части зеленокаменного пояса амфиболиты и гранатовые амфиболиты были изучены в приустьевой части р. Белая Тагна (между ее левыми притоками рр. Ангаш и Бол. Хундэй) по керну скважин глубиной от 36 до 56 м, пройденных в породах таргазойской свиты (рис. 1в). По данным геологического картирования, в нижней толще таргазойской свиты в этом районе доминируют гранатовые амфиболиты (до 90–95%), в резко подчиненном количестве встречаются биотитовые и гранит-биотитовые плагиогнейсы. Во всех скважинах преобладают гранатовые амфиболиты, безгранатовые разности составляют не более 20%. В одной из скважин доминируют ультрамафиты, которые сложены серпентином и рудным минералом.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Содержание главных и редких элементов в породах определены в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск) рентгенофлуоресцентным методом на спектрометре ARL-9900 XL и методом ICP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения ELEMENT (Finigan Mat) с ультразвуковым распылителем U-5000AT+ по методике (Николаева и др., 2008). На стадии химической подготовки образцов использовали сплавление с особо чистым метаборатом лития при 1050°C в платиновых тиглях с последующим растворением полученного сплава в разбавленной азотной кислоте. Для обеспечения стабильности полученного раствора поддерживали общую кислотность на уровне 5% HNO₃ и добавляли следовые количества HF, что необходимо для корректного определения высокозарядных элементов. Сплавление при высокой температуре обеспечивает разложение практически всех трудноосваиваемых минералов, которые могут быть концентраторами редкоземельных и высокозарядных элементов, а повышение кислотности и добавки HF в качестве комплексообразователя стабилизируют эти растворы и минимизируют потери высокозарядных элементов, которые могут происходить в результате гидролиза при низкой кислотности. Пределы обнаружения редкоземельных и высокозарядных элементов составляют от 0.005 до 0.1 мкг/г. Точность анализа составляла в среднем 2–5 отн. %.

Определения концентраций и изотопного состава Sm и Nd проведены методом TIMS на мультиколлекторном термоионизационном масс-спектрометре двойной фокусировки TRITON Plus в ЦКП “Геоаналитик” Института геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого Уральского отделения Российской академии наук (ИГГ УрО РАН, г.

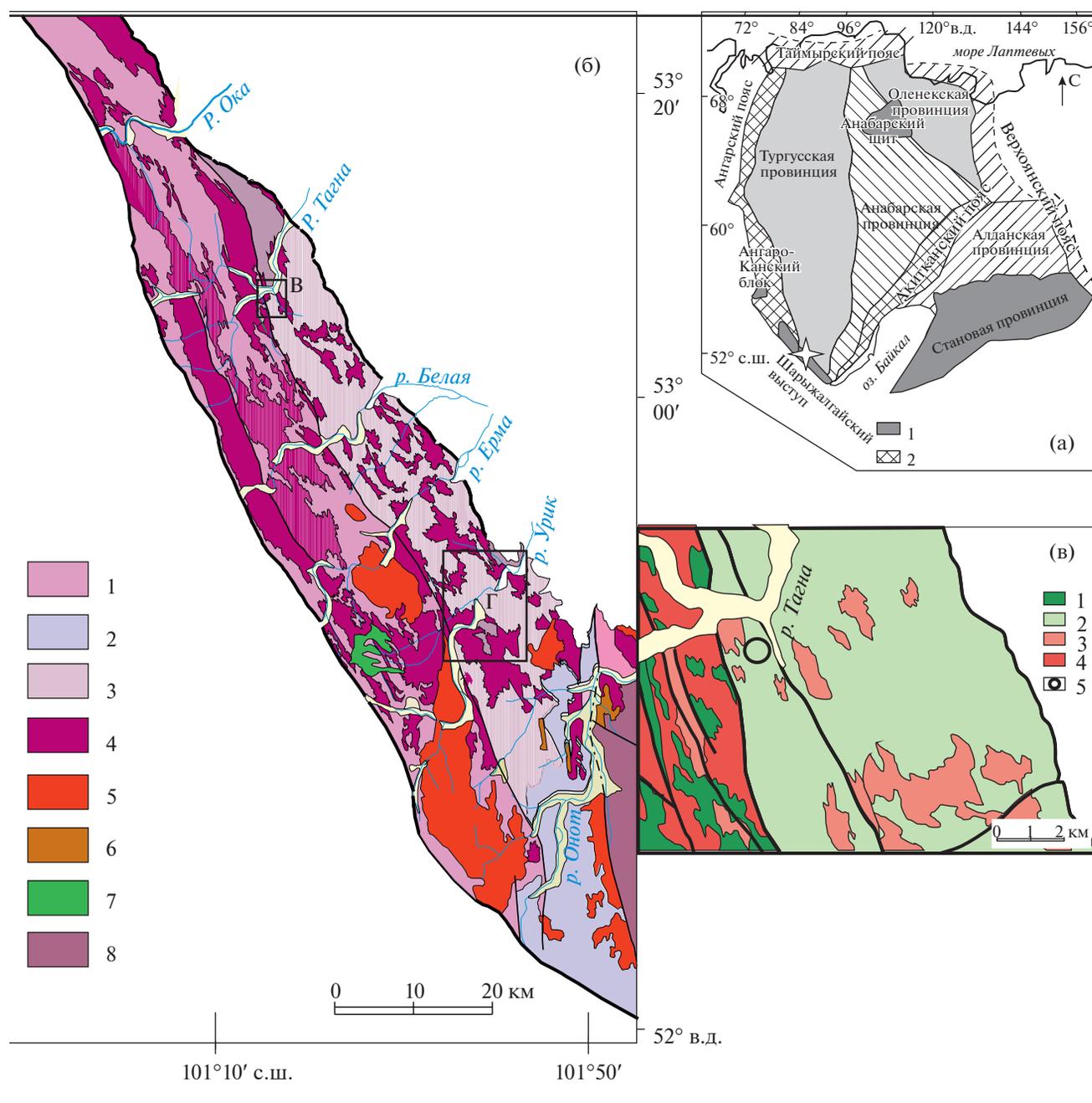


Рис. 1. (а) Главные тектонические элементы Сибирского кратона: 1 – выступы фундамента, 2 – палеопротерозойские орогенные пояса. Звездочкой показано положение Булу́нского блока (схема (б)).

(б) Геологическая схема Булу́нского блока Шарыжалгайского выступа, составлена на основе (Галимова и др., 2012). Архейские метаморфические толщи Урукского зеленокаменного пояса: 1 – ерминская (биотит-амфиболовые гнейсы, амфиболиты и гранатовые амфиболиты), 2 – онотская (плаггиогнейсы, амфиболиты), 3 – таргазойская (амфиболиты, гранатовые амфиболиты, гранатосодержащие гнейсы и сланцы); 4 – палеоархейский ТТГ-комплекс, 5 – палеопротерозойские гранитоиды, 6 – палеозойские гранитоиды, 7 – неогеновые базальты; 8 – архейский гранулитогнейсовый комплекс Китойского блока. Контур Г – карта на рис. 2.

(в) Геологическая схема центральной части Булу́нского блока (р. Тагна), составлена с использованием материалов геологической съемки. 1 – биотитовые, амфибол-биотитовые гнейсы, амфиболиты (ерминская толща), 2 – гранатовые амфиболиты, амфиболиты, пачки гранатосодержащих биотитовых и амфиболовых кристаллических сланцев (таргазойская толща); 3 – палеоархейский ТТГ-комплекс, 4 – архейские гранитоиды, 5 – положение скважин.

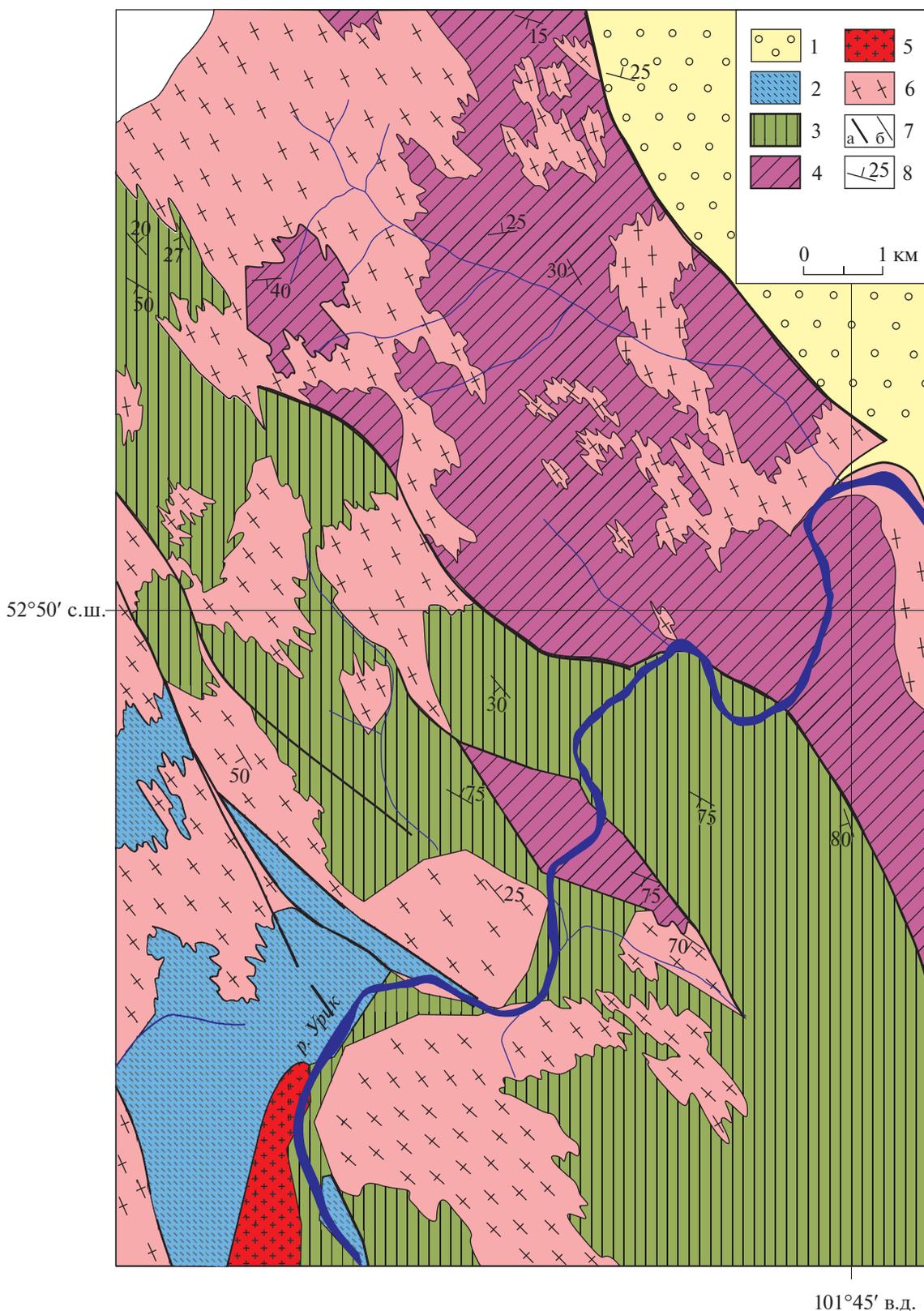


Рис. 2. Геологическая схема юго-восточной части Булунского блока, по (Туркина, Ножкин, 2008).
 1 – платформенные отложения; 2, 3 – породные ассоциации Урикского зеленокаменного пояса: 2 – биотитовые, амфибол-биотитовые гнейсы, амфиболиты (ерминская толща), 3 – гранатовые амфиболиты, амфиболиты, пачки гранатосодержащих биотитовых и амфиболовых кристаллических сланцев, прослои кианитосодержащих сланцев и кварцитосланцев (таргазойская толща); 4 – биотитовые плагиигнейсы и плагиигранитоигнейсы (ТТГ-комплекс); 5 – палеопротерозойские граниты; 6 – палеоархейские плагиигранитоиды; 7 – тектонические границы (а), прочие границы геологических тел (б); 8 – элементы залегания.

Екатеринбург) в статическом режиме по методике, описанной в работе (Аникина и др., 2018). Холостое внутрिलाбораторное загрязнение составило 0.07 нг для Sm и 0.4 нг для Nd. Точность определения концентраций Sm и Nd составляет $\pm 1\%$ (2σ), изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} \pm 0.3\%$ (2σ), $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 0.003\%$ (2σ) (см. табл. 2). Измеренные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ нормализованы к $^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.241572$. Оценка качества измерений контролировалась по изотопному стандарту JNdi-1, за период исследования средневзвешенное значение ($N = 16$) отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ составило 0.512109 ± 6 (2σ). Для деплетированной мантии (DM) приняты параметры: $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2136$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51315$ (Goldstein, Jacobsen, 1988), значения величины ϵ_{Nd} определены относительно CHUR ($^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$) (Jacobsen, Wasserburg, 1984).

ПЕТРОГРАФИЯ МЕТАБАЗИТОВ

На юго-востоке Булунского блока (р. Урик) по минеральному составу выделяются амфиболиты и гранатовые амфиболиты. Первые доминируют в западной части разреза, тогда как вторые в центральной и восточной. Амфиболиты это мелкозернистые, гнейсовидные породы, которые сложены роговой обманкой (~50–60%), основным плагиоклазом (35–45%), кварцем (<2–3%), рудным минералом, сфеном и апатитом. В единичных случаях они содержат мелкие порфиробласты граната, содержание которого не превышает 10%. Гранатовые амфиболиты имеют более массивную текстуру и среднезернистые до крупнозернистые структуры. Они сложены роговой обманкой (40–50%), гранатом (10–30%) и плагиоклазом, содержание последнего варьирует от 5–10 до 30%. В качестве второстепенных фаз присутствуют кварц и рудный минерал. Среди амфиболитов встречаются биотитсодержащие разности с содержанием биотита до 5–10%, слагающие субпластовые или силлоподобные тела, согласозалегающие с общим простиранием метаморфической толщи. Гранатовые амфиболиты ассоциируют с маломощными прослоями и линзами кианитсодержащих сланцев и кварцитосланцев. Мелкие линзы и будины гранатовых амфиболитов встречаются в пачках гранатсодержащих биотитовых и амфибол-биотитовых кристаллических сланцев.

Среди изученных амфиболитов в центральной части Булунского блока на участке Тагна резко преобладают гранатовые разности, редко встречаются меланократовые амфиболиты без граната или с единичными его зернами, а также лейкократовые биотитсодержащие гранатовые амфиболиты. Гранатовые амфиболиты – это среднезернистые породы с минеральной ассоциацией $Grt + Hrb + Pl + Qtz$. Они имеют неоднородную

текстуру с обособлением кварц-полевошпатовых агрегатов. Гранат образует мелкие или крупные порфиробласты в плагиоклаз-амфиболовом матриксе. Крупные порфиробласты граната окружены келифитовыми кварц-плагиоклазовыми оторочками и иногда замещены вторичными сине-зеленым амфиболом или бурым биотитом. Буро-коричневый биотит замещает амфибол и составляет до 5%. Кварц-плагиоклазовый агрегат образует обособления, в которых встречаются редкие мелкие зерна циркона. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном и ильменитом. Меланократовые амфиболиты имеют более массивную, равномернозернистую текстуру и сложены бледно-зеленым амфиболом (до 60–70%), плагиоклазом (до 40%) и кварцем (до 3%), редко содержат мелкие зерна граната. Акцессорные минералы представлены сфеном и апатитом. Отдельные субпластовые тела сложены лейкократовыми гранатовыми амфиболитами, обогащенными акцессорными апатитом и рудным минералом (ильменит). Лейкократовые амфиболиты содержат буро-коричневый биотит, замещающий амфибол и составляющий до 5–7%.

ГЕОХИМИЯ МЕТАБАЗИТОВ

Участок Урик. Среди гранатовых и безгранатовых амфиболитов р. Урик выделяется три типа: низко- ($\text{TiO}_2 = 0.66\text{--}0.91$ мас. %), умеренно- ($\text{TiO}_2 = 1.1\text{--}1.5$ мас. %) и высокотитанистый ($\text{TiO}_2 = 1.5\text{--}2.0$ мас. %) (табл. 1, рис. 3). Низко- и умеренно-титанистые породы соответствуют ряду от базальтов до андезибазальтов нормальной щелочности и имеют диапазон магнезиальности (Mg\#) 65–52 и 50–36 соответственно. Они характеризуются увеличением железистости с ростом SiO_2 , т.е. фенеровским трендом фракционирования, и низким содержанием P_2O_5 , возрастающим с ростом TiO_2 от 0.03–0.07 до 0.12–0.14 мас. % от первого ко второму типу. Высокотитанистые метабазиты ($\text{TiO}_2 = 1.5\text{--}2.0$ мас. %) представлены биотитсодержащими разностями, образующими субпластовые тела. Эти породы перекрываются по диапазону $\text{Mg\#} = 52\text{--}33$ с умеренно-титанистыми, но отличаются повышенным содержанием щелочей и обогащением P_2O_5 (0.2–0.64 мас. %). Резкое различие в составе между амфиболитами первой–второй и третьей групп предполагает формирование их протолитов из разных исходных магм.

Низко- и умеренно-титанистые метабазиты характеризуются обедненными и слабо обогащенными легкими РЗЭ спектрами: $(\text{La}/\text{Sm})_n = 0.8\text{--}1.1$ и $1.0\text{--}1.5$ соответственно (рис. 4а). Значение отношения $(\text{Gd}/\text{Yb})_n$ для метабазитов близко к хондритовому (0.6–1.3). С ростом TiO_2 и снижением магнезиальности увеличивается содержание лег-

Таблица 1. Содержания петрогенных (мас. %) и редких (ppm) элементов в представительных пробах амфиболитов и гранатовых амфиболитов Урикского зеленокаменного пояса

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	14-06	9-06	18-06	15-06	22-06	16-06	17-06	1-06	2-06	13-06	21-06
SiO ₂	48.86	49.06	46.51	45.62	49.66	49.66	47.67	50.97	54.20	51.21	50.61
TiO ₂	0.38	0.72	0.87	1.22	1.15	1.05	1.30	1.41	1.22	1.23	1.83
Al ₂ O ₃	11.8	14.85	12.5	14.77	15.56	15.66	15.72	15.16	13.85	15.01	14.38
Fe ₂ O ₃ *	12.2	10.51	13.79	13.53	13.56	13.83	14.78	14.32	13.51	14.31	13.88
MnO	0.25	0.17	0.29	0.18	0.23	0.15	0.19	0.20	0.19	0.20	0.22
MgO	11.86	9.01	7.13	6.96	7.94	7.19	7.22	6.21	5.83	5.69	5.37
CaO	10.35	11.62	11.94	10	8.40	8.48	10.17	8.06	8.12	9.31	8.28
Na ₂ O	2.2	2.47	2.14	2.89	3.05	3.44	2.54	3.27	2.62	2.53	2.34
K ₂ O	0.66	0.54	0.67	0.64	0.37	0.45	0.30	0.28	0.35	0.41	1.00
P ₂ O ₅	0.02	0.06	0.06	0.13	0.08	0.10	0.11	0.12	0.10	0.11	0.49
П.п.п.	2.25	1.2	3.34	3.47	1.02	1.74	1.90	0.53	2.44	1.81	1.11
Сумма	100.83	100.2	99.24	99.41	99.57	99.40	99.23	99.92	100.0	99.59	99.73
Th	0.68	0.61	0.47	1.02	0.74	0.51	1.57	1.73	3.0	0.88	—
Rb	16.1	18.8	17.4	22	8.4	11.0	8.2	5.4	10.7	10.4	—
Ba	160	185	33	107	61	61	49	44	83	80	—
Sr	113	275	170	196	67	127	109	72	59	106	—
La	3.5	3.7	3.5	11.4	4.8	4.4	10.1	8.5	11.6	5.9	—
Ce	6.6	9.0	8.7	25	12.0	11.2	24	21	25	14.5	—
Pr	0.88	1.41	1.34	3.6	1.87	1.62	3.2	2.8	3.2	2.1	—
Nd	3.7	6.7	6.4	16.1	8.9	8.1	14.0	12.3	14.0	10.5	—
Sm	0.95	1.88	1.94	3.6	2.5	2.6	3.8	3.6	3.7	3.1	—
Eu	0.32	0.74	0.67	1.29	0.84	1.05	1.22	1.04	1.04	0.94	—
Gd	1.20	2.3	2.6	4.2	3.3	3.2	4.5	4.3	4.1	3.5	—
Tb	0.23	0.45	0.44	0.77	0.64	0.62	0.84	0.80	0.79	0.67	—
Dy	1.60	2.9	3.2	4.9	4.2	4.0	5.5	5.0	5.2	4.4	—
Ho	0.34	0.64	0.70	1.03	0.93	0.88	1.24	1.16	1.15	1.01	—
Er	1.02	1.84	2.0	3.1	2.7	2.4	3.6	3.4	3.4	2.9	—
Tm	0.15	0.28	0.32	0.45	0.41	0.36	0.56	0.49	0.50	0.44	—
Yb	1.09	1.78	2.1	3.0	2.7	2.3	3.4	3.1	3.2	2.8	—
Lu	0.16	0.26	0.32	0.45	0.40	0.35	0.53	0.47	0.49	0.42	—
Zr	23	52	45	92	80	71	112	107	160	87	—
Hf	0.61	1.35	1.21	2.6	1.98	1.68	2.7	2.4	3.7	2.1	—
Ta	0.10	0.23	0.19	0.30	0.25	0.19	0.34	0.34	0.43	0.25	—
Nb	1.40	2.6	2.3	5.6	4.1	3.2	5.5	6.2	6.3	4.4	—
Y	10.6	18.1	21	31	27	24	35	33	33	28	—
Cr	742	890	305	312	411	289	235	165	183	239	—
Ni	145	188	128	135	180	145	146	110	106	126	—
Co	62	46	61	56	54	45	55	53	45	52	—
V	191	188	198	248	266	279	293	295	255	292	—
Mg#	68	66	53	53	57	54	52	49	49	47	46
(La/Yb) _n	2.2	1.4	1.1	1.2	1.3	2.6	2.0	1.9	2.5	1.4	—
(La/Sm) _n	2.3	1.2	1.1	1.2	1.1	2.0	1.7	1.5	2.0	1.2	—
(Gd/Yb) _n	0.9	1.1	1.0	1.0	1.1	1.2	1.1	1.1	1.1	1.0	—
(Nb/La) _{PM}	0.38	0.68	0.63	0.83	0.70	0.47	0.52	0.69	0.52	0.71	—
(Nb/Th) _{PM}	0.25	0.51	0.59	0.66	0.75	0.66	0.42	0.43	0.25	0.59	—
Nb/Nb*	0.33	0.63	0.65	0.79	0.77	0.60	0.50	0.58	0.38	0.69	—
(Th/La) _{PM}	1.6	1.3	1.1	1.3	0.9	0.7	1.3	1.6	2.1	1.2	—

Таблица 1. Продолжение

Компоненты	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
	12-06	20-6	11-06	70-04	71-04	72-04	49-04	5-04	52-04	41-04	12-04
SiO ₂	53.39	54.05	52.50	48.7	47.85	49.75	50.23	50.01	49.9	50.91	50.25
TiO ₂	1.77	1.68	2.38	0.68	0.58	0.74	0.73	0.91	0.66	1.10	1.50
Al ₂ O ₃	15.05	14.40	11.59	11.41	15.92	12.64	15.64	14.14	15.75	14.01	13.4
Fe ₂ O ₃ *	12.98	11.50	22.18	13.13	11.95	13.35	12.28	13.12	11.99	13.60	17.1
MnO	0.28	0.19	0.37	0.246	0.20	0.27	0.18	0.223	0.264	0.20	0.277
MgO	5.00	5.72	2.72	12.28	10.10	8.35	7.84	7.4	6.51	6.89	5.13
CaO	7.63	7.99	6.21	11.4	8.92	12.76	10.21	9.84	10.14	9.01	8.74
Na ₂ O	2.38	3.44	1.24	1.71	1.94	1.35	2.47	2.82	3.22	2.54	2.27
K ₂ O	1.08	0.56	0.38	0.27	0.71	0.24	0.18	0.59	0.15	0.19	0.89
P ₂ O ₅	0.44	0.46	0.44	0.03	0.05	0.052	0.055	0.069	0.052	0.14	0.122
П.п.п.	2.06	1.17	1.60	0.59	1.62	0.76	0.58	0.68	1.19	1.45	0.7
Сумма	99.25	99.52	99.25	100.4	100.0	100.3	100.4	99.81	99.92	100.2	100.4
Th	4.4	3.3	3.7	0.19	—	0.21	0.27	0.27	0.20	0.32	0.55
Rb	27	9.8	11.0	13.2	—	4.6	4.4	18.5	3.6	3.8	24
Ba	634	136	108	12.6	—	24	50	48	16.0	32	81
Sr	366	423	65	60	—	94	227	75	138	117	55
La	59	62	21	1.95	—	2.3	2.9	2.4	1.70	4.1	3.2
Ce	123	125	52	4.6	—	5.7	6.6	6.3	3.9	10.2	8.8
Pr	15.1	15.6	7.6	0.74	—	0.86	1.08	0.96	0.54	1.59	1.6
Nd	60	62	35	4.1	—	4.5	5.2	5.3	3.0	8.2	8.6
Sm	10.8	12.1	9.8	1.49	—	1.55	1.59	1.75	1.10	2.3	3.1
Eu	2.6	2.6	2.8	0.47	—	0.58	0.62	0.62	0.59	0.94	1.2
Gd	9.4	9.6	11.8	2	—	2.0	2.1	2.3	2.3	3.4	5.2
Tb	1.47	1.44	2.2	0.42	—	0.37	0.37	0.43	0.47	0.60	0.94
Dy	8.3	8.4	14.9	2.7	—	2.7	2.7	3.3	3.6	4.2	6.2
Ho	1.77	1.74	3.3	0.55	—	0.60	0.62	0.75	0.93	0.87	1.4
Er	4.8	5.0	9.3	1.82	—	1.79	1.67	2.3	2.9	2.6	4.2
Tm	0.72	0.72	1.38	0.27	—	0.27	0.27	0.38	0.45	0.42	0.67
Yb	4.5	4.5	8.9	1.7	—	1.73	1.8	2.5	3.0	2.6	4.1
Lu	0.66	0.66	1.35	0.24	—	0.26	0.26	0.37	0.46	0.42	0.62
Zr	313	292	402	44	—	42	44	63	40	72	87
Hf	6.6	6.1	9.3	1.26	—	1.06	1.22	1.64	1.13	1.76	2.7
Ta	0.74	0.70	1.03	0.27	—	0.11	0.14	0.21	0.062	0.19	0.31
Nb	14.3	13.4	17.0	1.89	—	1.85	2.0	2.6	1.77	3.2	4.5
Y	50	48	93	18.7	—	16.8	18.1	26	26	26	34
Cr	181	253	22	—	—	485	—	—	279	235	—
Ni	120	106	11.6	—	—	142	—	—	106	133	—
Co	38	33	40	—	—	58	—	—	49	50	—
V	245	226	102	—	—	294	—	—	423	249	—
Mg#	44	50	20	65	63	56	56	53	52	50	38
(La/Yb) _n	8.9	9.4	1.6	0.8	—	0.9	1.1	0.6	0.4	1.1	0.5
(La/Sm) _n	3.4	3.2	1.4	0.8	—	0.9	1.1	0.9	1.0	1.1	0.6
(Gd/Yb) _n	1.7	1.7	1.1	0.9	—	0.9	0.9	0.7	0.6	1.0	1.0
(Nb/La) _{PM}	0.23	0.21	0.77	0.93	—	0.79	0.66	1.04	1.00	0.74	1.35
(Nb/Th) _{PM}	0.39	0.48	0.55	1.19	—	1.03	0.88	1.15	1.03	1.17	0.98
Nb/Nb*	0.32	0.34	0.70	1.12	—	0.96	0.82	1.17	1.09	0.99	1.23
(Th/La) _{PM}	0.6	0.4	1.4	0.8	—	0.8	0.8	0.9	1.0	0.6	1.4

Таблица 1. Окончание

Компоненты	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33
	7-04	2-04	1-04	37-04	17-04	3-04	4-04	6-04	11-04	42-04	43-04
SiO ₂	50.02	51.15	51.25	52.65	55.37	53.01	51.59	53.05	49.0	54.96	46.53
TiO ₂	1.48	1.46	1.39	1.38	1.141	1.98	1.74	1.78	1.70	1.48	1.95
Al ₂ O ₃	13.55	13.14	13.48	12.76	15.48	16.63	17.29	16.8	15.65	14.63	15.99
Fe ₂ O ₃ *	17.11	15.6	15.0	16.15	11	12.55	11.6	11.71	14.75	11.16	13.87
MnO	0.255	0.225	0.21	0.225	0.276	0.183	0.2	0.218	0.276	0.156	0.23
MgO	5.33	5.01	4.83	4.48	4.27	3.4	3.07	2.58	4.4	6.06	6.36
CaO	9.22	9.19	9.21	9.8	8.09	7.53	7.66	7.21	8.79	7.41	10.04
Na ₂ O	2.43	3.2	2.42	2.14	3.27	3.22	4.27	4.51	2.48	1.84	1.98
K ₂ O	0.68	0.77	0.89	0.42	0.87	0.99	0.94	1.33	1.8	0.51	0.48
P ₂ O ₅	0.129	0.13	0.122	0.144	0.208	0.635	0.62	0.635	0.203	0.439	0.54
П.п.п.	0.48	0.4	0.65	0.01	0.47	0.54	0.55	1.03	1.03	0.82	1.42
Сумма	100.7	100.3	99.45	100.2	100.7	99.59	100.9	100.1	100.7	99.5	99.67
Th	0.52	1.1	1	1.3	—	2	2.5	2.3	1.0	3.7	1.05
Rb	20	21	30	12.5	—	44	43	72	129	12.3	10
Ba	55	68	90	50	—	96	111	137	103	381	242
Sr	118	193	138	227	—	275	287	334	143	406	278
La	5.5	8.7	7.0	10	—	14	15.0	16	24	47	27.03
Ce	16	21	18	22	—	31	35	34	46	98	55.65
Pr	2.5	3.4	3.1	3.2	—	4.6	4.6	5.0	7.1	12.5	8.36
Nd	12	14	14	15.2	—	19	19.2	21	29	49	27.99
Sm	3.5	3.8	3.7	4.2	—	4.5	4.6	4.4	7.2	9.8	6.16
Eu	1.3	1.3	1.2	1.3	—	1.7	1.93	1.9	2.0	2.3	1.67
Gd	5.2	5.0	4.8	4.7	—	5.7	5.0	5.8	7.6	8.7	5.43
Tb	0.96	0.87	0.78	0.87	—	0.86	0.76	0.86	1.23	1.27	0.85
Dy	6.1	5.3	4.9	5.8	—	4.9	4.6	4.7	7.5	7.5	5.58
Ho	1.3	1.1	1.0	1.23	—	1.0	0.83	0.93	1.54	1.49	1.20
Er	4.0	3.4	3.1	3.6	—	2.9	2.4	2.6	4.7	4.3	3.67
Tm	0.59	0.55	0.47	0.59	—	0.45	0.35	0.35	0.70	0.63	0.53
Yb	4.1	3.4	3.1	3.8	—	2.6	2.3	2.3	4.4	4.1	3.17
Lu	0.63	0.47	0.47	0.52	—	0.39	0.34	0.33	0.68	0.60	0.58
Zr	83	89	80	135	—	101	71	61	166	234	149
Hf	2.5	2.5	2.2	3.6	—	2.6	1.91	1.7	4.2	5.8	3.41
Ta	0.37	0.47	0.47	0.42	—	0.55	0.59	0.62	0.72	0.61	0.27
Nb	4.6	8.3	7.3	6.9	—	6.4	7.3	8	11.1	11.3	7.50
Y	31	28	26	40	—	25	23	23	45	40	41
Cr	—	—	—	—	—	—	48	—	55	295	—
Ni	—	—	—	—	—	—	53	—	22	121	—
Co	—	—	—	—	—	—	32	—	46	41	—
V	—	—	—	—	—	—	71	—	355	236	—
Mg#	38	39	39	36	44	35	35	31	37	52	48
(La/Yb) _n	0.9	1.7	1.5	1.8	—	3.6	4.3	4.5	3.6	7.7	5.8
(La/Sm) _n	1.0	1.4	1.2	1.5	—	1.9	2.0	2.2	2.1	3.0	2.8
(Gd/Yb) _n	1.0	1.2	1.3	1.0	—	1.8	1.7	2.0	1.4	1.7	1.4
(Nb/La) _{PM}	0.81	0.92	1.01	0.66	—	0.45	0.47	0.49	0.46	0.23	0.27
(Nb/Th) _{PM}	1.05	0.90	0.87	0.63	—	0.38	0.34	0.41	1.33	0.36	0.85
Nb/Nb*	0.99	0.97	1.00	0.69	—	0.44	0.43	0.48	0.83	0.31	0.51
(Th/La) _{PM}	0.8	1.0	1.2	1.1	—	1.2	1.4	1.2	0.3	0.6	0.3

Примечание. 1–14 – участок Тагна: умеренно- (1–11) и высокотитанистые (12–14). 15–33 – участок Урик: низко- (15–22), умеренно- (23–27) и высокотитанистые (28–33). Mg# – магнезиальный номер. Fe₂O₃* – общее железо. Прочерк – нет данных.

Таблица 2. Sm-Nd изотопные данные для амфиболитов и гранатовых амфиболитов Урикского ЗКП

№ п/п	Номер образца	Геохимический тип	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$
1	72-04	1	1.65	4.59	0.21720	0.513041 ± 17	0.5
2	52-04	1	1.19	3.05	0.23617	0.513576 ± 12	4.1
3	49-04	1	1.52	4.95	0.18590	0.512585 ± 17	2.9
4	70-04	1	1.57	4.70	0.20237	0.512899 ± 24	3.1
5	5-04	1	1.58	4.63	0.20594	0.512873 ± 7	3.1
6	12-04	1	2.99	8.62	0.20996	0.513072 ± 18	3.7
7	7-04	2	3.30	10.40	0.19182	0.512568 ± 12	0.4
8	2-04	2	3.12	11.56	0.16262	0.512002 ± 28	-0.1
9	37-04	2	4.38	17.86	0.16471	0.511967 ± 12	-1.6
10	4-04	4	4.44	18.87	0.14241	0.511428 ± 11	-4.1
11	43-04	4	7.81	38.46	0.12275	0.511158 ± 11	-2.2
12	1-06	3	3.96	13.53	0.17715	0.512334 ± 13	1.1
13	9-06	3	2.24	7.42	0.18584	0.512450 ± 9	1.3
14	17-06	3	4.04	14.83	0.16483	0.512024 ± 19	-0.5
15	18-06	3	1.82	5.84	0.18876	0.512526 ± 19	0.7
16	20-06	4	11.08	61.93	0.10818	0.510871 ± 9	-2.6

Примечание. 1–11 – Урикский участок, 12–16 – Тагинский участок. Для расчета $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ принят возраст 2.8 млрд лет.

ких РЗЭ, Zr, Nb, Th (рис. 5). Мультиэлементные спектры этих пород “плоские” со слабым обогащением Rb и Ba и без отчетливых Nb-аномалий: $(\text{Nb}/\text{La})_{\text{PM}} = 0.7–1.3$; $(\text{Nb}/\text{Th})_{\text{PM}} = 0.6–1.2$ (рис. 4б). Значение отношения $(\text{Th}/\text{La})_{\text{PM}}$ слабо возрастает от низкотитанистого $(\text{Th}/\text{La})_{\text{PM}} = 0.6–1.0$ к умеренно-титанистому (0.8–1.4) типу.

Высокотитанистые метабазиты имеют наиболее высокое содержание несовместимых элементов (рис. 5). Редкоземельные спектры этих пород демонстрируют обогащение легкими лантаноидами $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{n}} = 1.9–3.0$ и фракционированное распределение тяжелых РЗЭ $(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{n}} = 1.4–2.0$ (рис. 4в). Фракционированные мультиэлементные спектры с отрицательной Nb-аномалией: $(\text{Nb}/\text{La})_{\text{PM}} = 0.23–0.49$ и $(\text{Nb}/\text{Th})_{\text{PM}} = 0.34–1.3$ и слабым обогащением Th относительно легких РЗЭ или без него: $(\text{Th}/\text{La})_{\text{PM}} = 0.3–1.4$ (рис 4г).

Участок Тагна. Амфиболиты участка Тагна по содержанию петрогенных элементов отвечают базальтам, реже лейкобазальтам нормальной щелочности (табл. 1, рис. 3). Породы характеризуются широким диапазоном Mg# от 68 до 46 и ростом железистости с увеличением SiO₂, что соответствует породам толеитовой серии. По составу обособляются две группы амфиболитов: низко- и высокотитанистые. Доминирующие породы первой группы по минеральному составу представлены преобладающими гранатовыми и меланократовыми безгранатовыми амфиболитами, отвечающими железистым и более редким магнезиальным ба-

зальтам. Они имеют низкие содержания TiO₂ (0.39–1.42 мас. %) и P₂O₅ (0.02–0.14 мас. %) (рис. 3). Содержание TiO₂ в этих метабазальтах повышается при снижении магнезиальности и росте концентрации FeO*. Немногочисленные образцы второй группы установлены в скважине 3 и верхней части разреза скважины 6, где они образуют субпластовое тело среди низкотитанистых амфиболитов. Эти породы перекрываются по диапазону Mg# (52–46) с низкотитанистыми метабазальтами, но имеют повышенные содержания TiO₂ (1.68–1.86 мас. %) и P₂O₅ (0.44–0.5 мас. %). В этой группе контрастно выделяется обр. 11-06 с низким значением Mg# (21) и аномально высокими содержаниями FeO* (20 мас. %) и TiO₂ (2.4 мас. %). Концентрации Cr, Ni, V снижаются от низко- к высокотитанистым метабазитам (рис. 5). Резко различное содержание TiO₂ и P₂O₅ при перекрывающемся диапазоне Mg# предполагает образование протолитов каждой из групп из самостоятельной магмы.

Метабазальты низкотитанистой группы характеризуются ростом концентраций легких РЗЭ, Nb, Zr при уменьшении Mg#, что может отражать дифференциацию исходной магмы (рис. 5). Они демонстрируют слабофракционированное распределение редкоземельных элементов: $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{n}} = 1.1–2.3$ и $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{n}} = 1.1–2.6$. Значение отношения $(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{n}}$ для метабазальтов близко к хондритовому (0.9–1.2) (рис. 6а). Высокомагнезиальный амфиболит (обр. 14-06) контрастно выделяется крайне

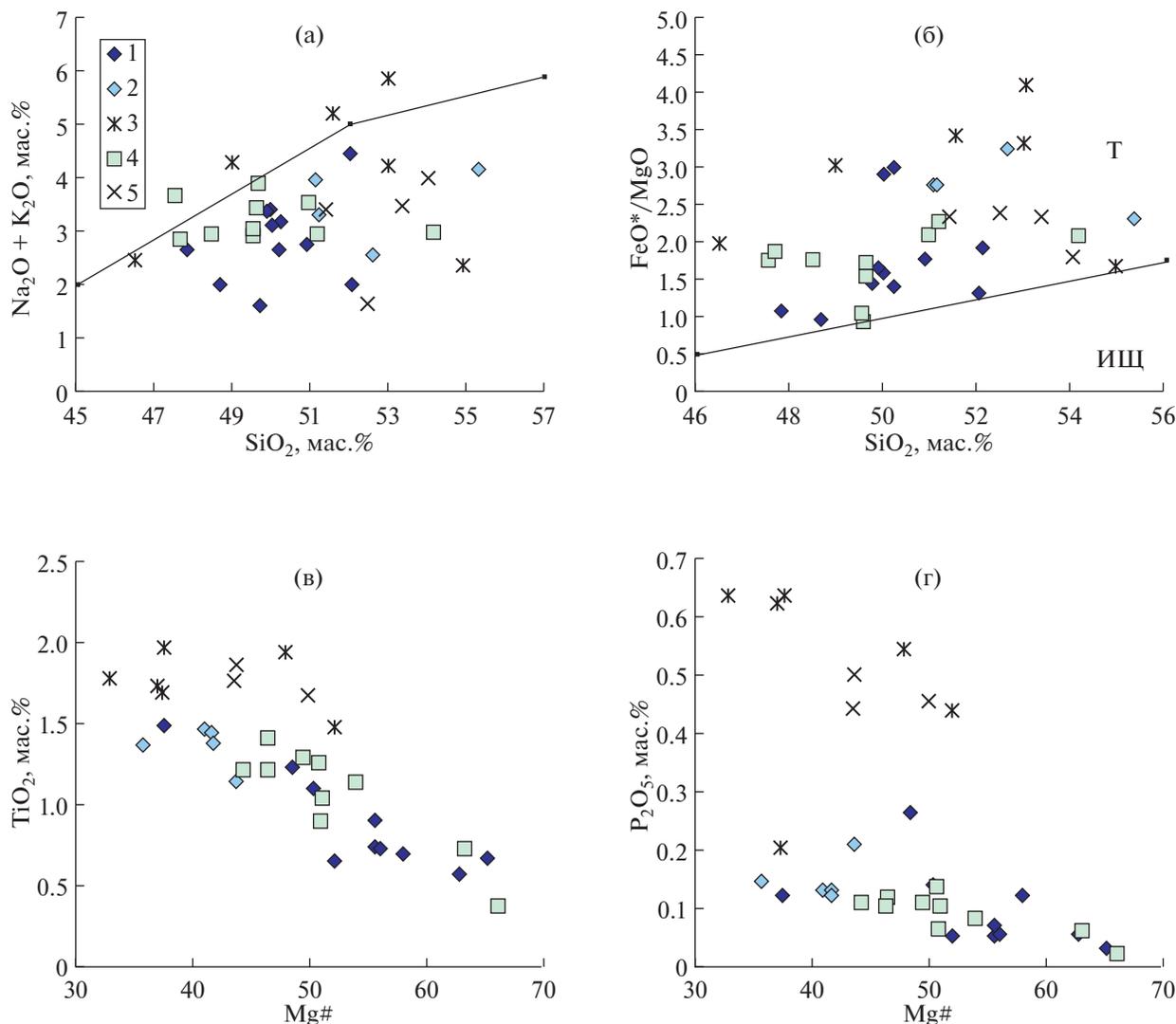


Рис. 3. Диаграммы SiO_2 –($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), SiO_2 – FeO^*/MgO , $\text{Mg}\#$ – TiO_2 , $\text{Mg}\#$ – P_2O_5 для метабазитов Урикского ЗКП. Участок Урик: 1 – низко-, 2 – умеренно- и 3 – высокотитанистые; участок Тагна: 4 – умеренно- и 5 – высокотитанистые. Поля базальтов на рис. (б): Т – толеитовой и ИЩ – известково-щелочной серий.

низким содержанием РЗЭ при повышенном $(\text{La}/\text{Sm})_n$ (2.3). Высокотитанистые метабазиты в целом имеют повышенные содержания легких РЗЭ, Th, Zr, Nb, но различаются по характеру спектров РЗЭ. Два образца резко обогащены легкими РЗЭ и демонстрируют фракционированное распределение как легких $((\text{La}/\text{Sm})_n = 3.2\text{--}3.4)$, так и тяжелых $((\text{Gd}/\text{Yb})_n = 1.7)$ лантаноидов (рис. 6в). Напротив, амфиболит с максимальным содержанием TiO_2 (обр. 11-06) имеет слабофракционированный спектр – $(\text{La}/\text{Yb})_n = 1.6$.

Низкотитанистые метабазальты характеризуются слабофракционированными мультиэлементными спектрами с отчетливым Nb-минимумом $((\text{Nb}/\text{La})_{\text{PM}} = 0.38\text{--}0.83, (\text{Nb}/\text{Th})_{\text{PM}} = 0.25\text{--}0.75)$ (рис. 6б). Большинство метабазальтов обогащены Th относительно легких РЗЭ $((\text{Th}/\text{La})_{\text{PM}} = 0.7\text{--}2.1)$.

Высокотитанистые метабазиты имеют более фракционированные мультиэлементные спектры с резким Nb-минимумом: $(\text{Nb}/\text{La})_{\text{PM}} = 0.21\text{--}0.23$ и $(\text{Nb}/\text{Th})_{\text{PM}} = 0.39\text{--}0.48$ и отличаются низким значением отношения $(\text{Th}/\text{La})_{\text{PM}} = (0.4\text{--}0.6)$ (рис. 6г). Высокотитанистый амфиболит (обр. 11-06) с низким $(\text{La}/\text{Yb})_n$ имеет плоский мультиэлементный спектр без Nb-аномалии.

ИЗОТОПНЫЙ Sm-Nd СОСТАВ МЕТАБАЗИТОВ

На Урикском участке низкотитанистые амфиболиты характеризуются положительными значениями $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ от 4.1 до 0.5, а умеренно-титанистые различия имеют $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ от +0.4 до –1.6 (табл. 2, рис. 7). Снижение величин $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ от первой ко второй

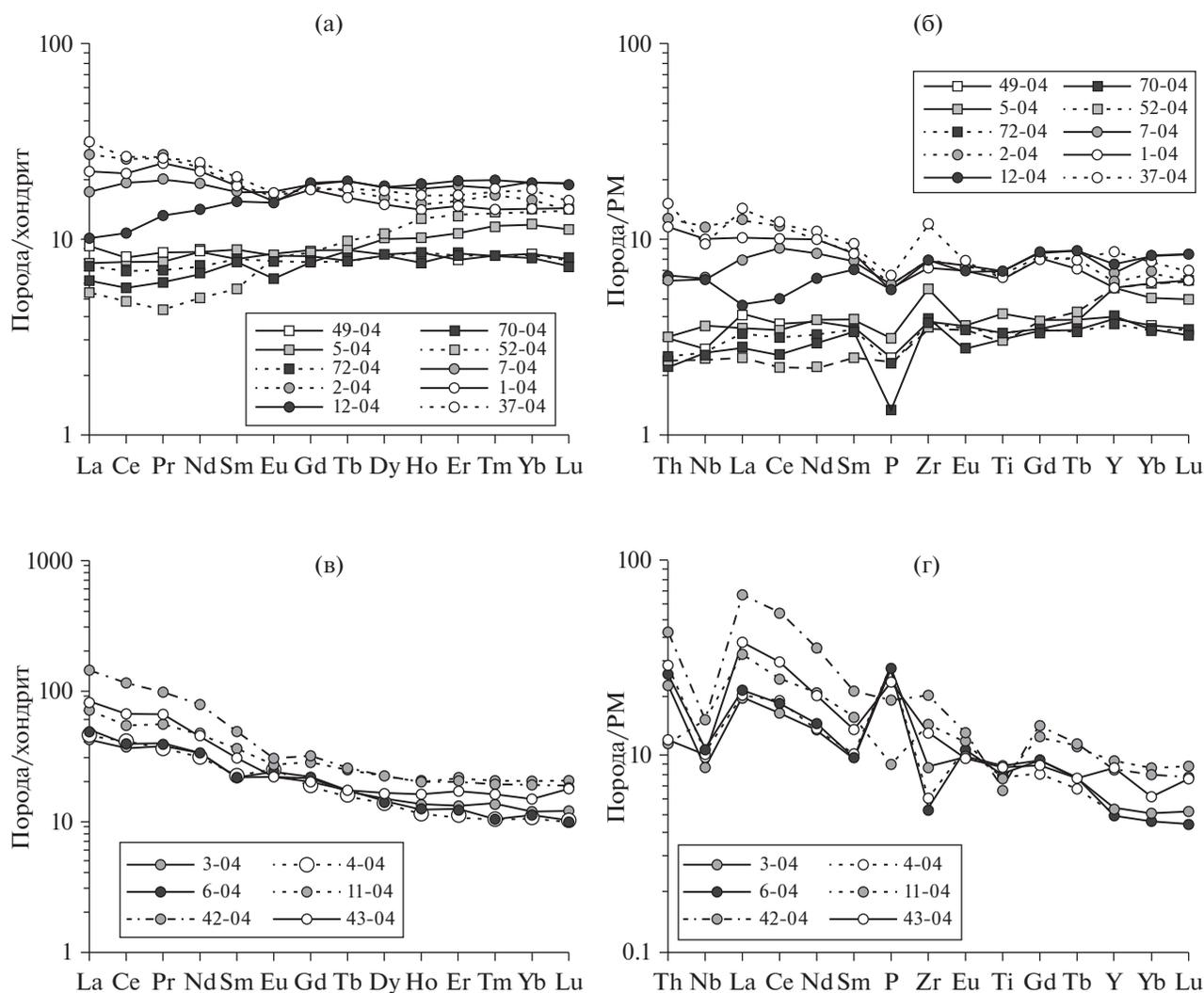


Рис. 4. Редкоземельные и мультиэлементные спектры для метабазитов участка Урик: (а, б) – низко- и умеренно-титанистые, (в, г) – высокотитанистые.

группе коррелирует с ростом содержания легких РЗЭ, Th, Zr, Nb в последних. Наименее радиогенный изотопный состав Nd имеют высокотитанистые амфиболиты – $\epsilon_{Nd}(T) = -2.2$ и -4.1 , обогащенные некогерентными элементами. Низкотитанистые амфиболиты участка Тагна характеризуются диапазоном значений $\epsilon_{Nd}(T)$ от $+1.3$ до -0.5 , высокотитанистый амфиболит имеет отрицательную величину $\epsilon_{Nd}(T)$, равную -2.6 . Таким образом, источником метабазитов Урикского ЗКП служила как деплетированная, так и слабо обогащенная мантия.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Влияние метаморфизма на распределение редких элементов

При низком отношении вода/порода наиболее инертными являются тяжелые РЗЭ, Zr, Hf, Nb,

Ta, тогда как более подвижными – легкие РЗЭ и Th (Ludden, Gelinias, 1982; Humphris, 1984). Широкий диапазон потерь при прокаливании (П.п.п.) для изученных амфиболитов, отражающий интенсивность низкотемпературных изменений, позволяет в первом приближении оценить подвижность редких элементов. Такие элементы, как Zr и легкие РЗЭ, не обнаруживают корреляции с П.п.п. и имеют ограниченный диапазон концентраций, различный для выделенных групп амфиболитов. При отсутствии зависимости от П.п.п. для Th и Nb характерен более широкий диапазон концентраций, что, вероятно, связано с неоднородным распределением главного минерала-носителя этих элементов – сфена, связанным с его образованием при высокотемпературном метаморфизме. О возможном локальном перераспределении Th и Nb свидетельствуют слабо выраженные тренды относительно Mg# (рис. 5). Таким образом, распределение Ti, РЗЭ, Zr в амфиболитах отражает их кон-

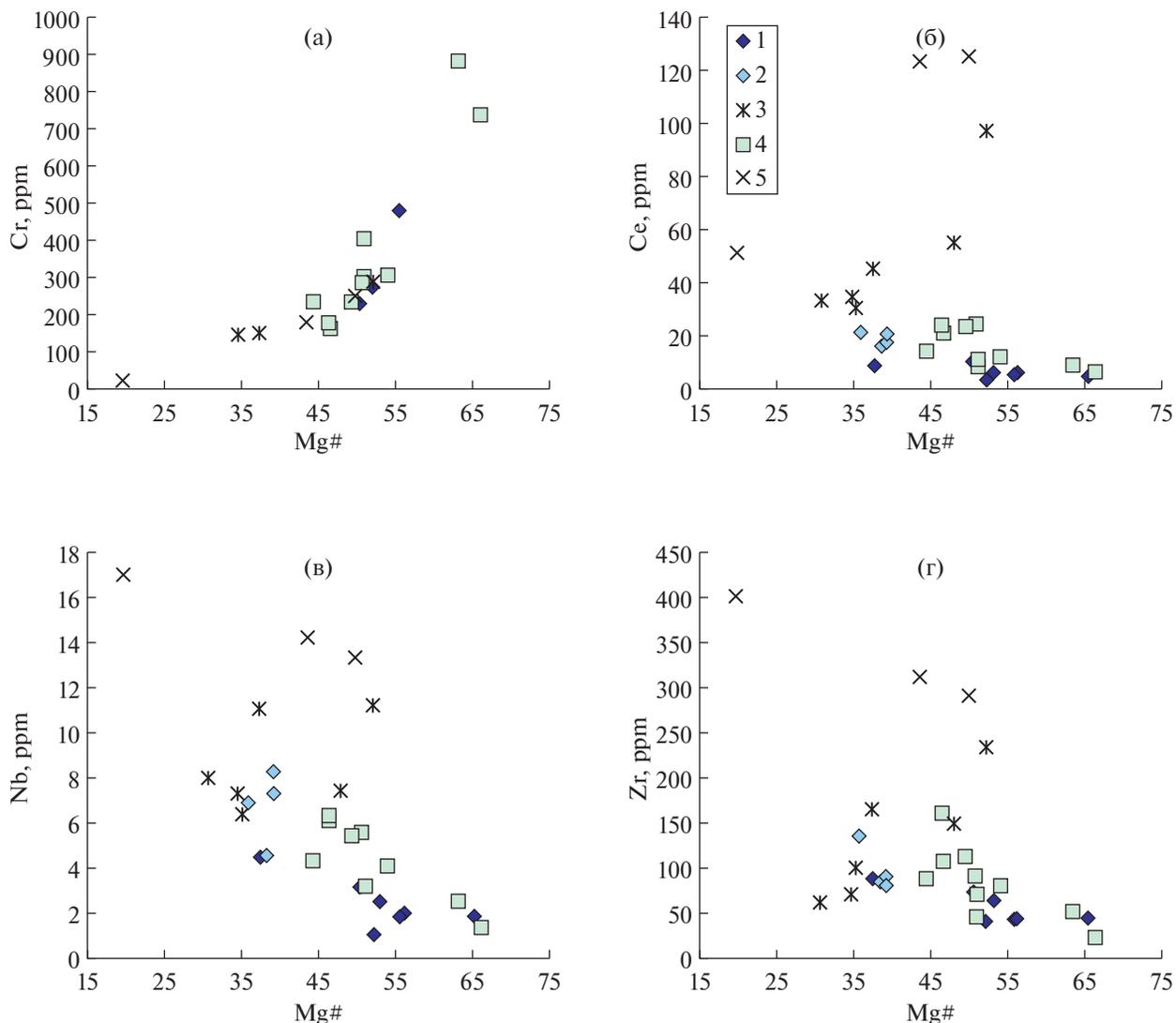


Рис. 5. Вариационные диаграммы редких элементов для метабазитов Урикского ЗКП. Участок Урик: 1 – низко-, 2 – умеренно- и 3 – высокотитанистые; участок Тагна: 4 – умеренно- и 5 – высокотитанистые.

центрации в протолитах и может быть использовано для анализа их мантийных источников, тогда как ввиду локального перераспределения Th и Nb более представительной оценкой может служить их среднее содержание.

Роль фракционной кристаллизации

Метабазальты участка Тагна характеризуются непрерывным рядом составов с накоплением несовместимых элементов при снижении Mg#, что позволяет предполагать их образование в результате дифференциации одной магмы. Для проверки этого предположения выполнено расчетное моделирование фракционной кристаллизации, в качестве исходного расплава принят состав обр. 9-06 (Mg# = 63), наиболее фракционированным является обр. 2-06 (Mg# = 46) с максимальными кон-

центрациями несовместимых элементов (табл. 3). Потенциальными кристаллизующимися фазами являются оливин и клинопироксен. Кристаллизация оливина приводит к накоплению несовместимых элементов в остаточном расплаве без изменения их отношений, например $(La/Sm)_n$ и $(Nb/La)_{PM}$ равны 1.23 и 0.68 соответственно. Фракционирование клинопироксена при реальных степенях кристаллизации от 10 до 50% сопровождается слабым увеличением $(La/Sm)_n$ (1.3–1.5) при практически неизменном значении $(Nb/La)_{PM}$ (0.68–0.70). Результаты моделирования не воспроизводят диапазон концентраций легких РЗЭ и значений $(La/Sm)_n$ (1.2–2.0) и не обеспечивают снижения $(Nb/La)_{PM}$ (0.68–0.52) в метабазальтах участка Тагна, следовательно, фракционная кристаллизация не была ведущим процессом при их

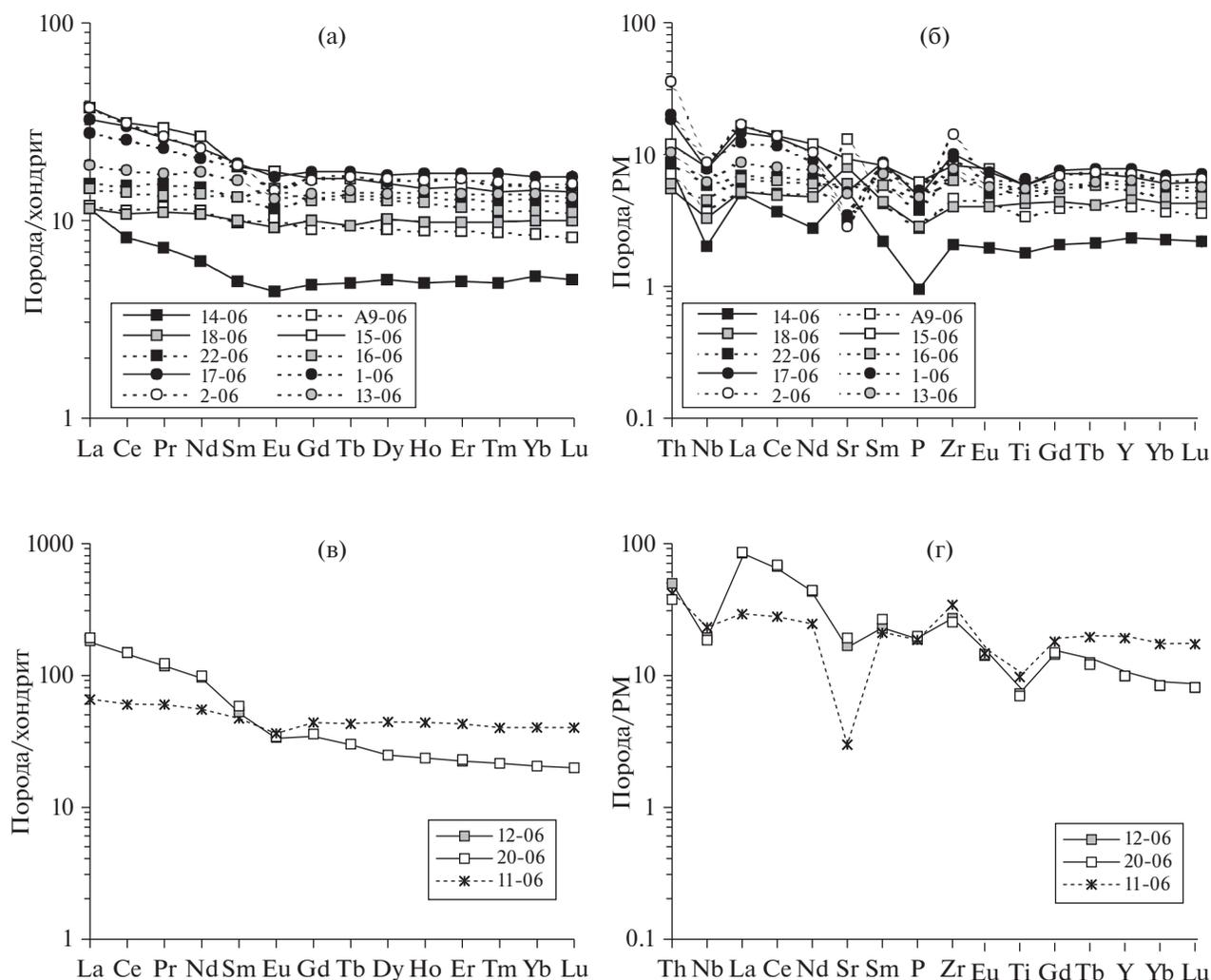


Рис. 6. Редкоземельные и мультиэлементные спектры для метабазитов участка Тагна: (а, б) – низко- и (в, г) – высокотитанистые.

образовании. Вариации величин $\epsilon_{Nd}(T)$ от +1.3 до –0.5 и концентраций несовместимых элементов в этих породах, скорее, указывают на гетерогенность их мантийного источника.

Мантийные источники метабазальтов

Редкоэлементный состав. Особенности распределения главных и редких элементов позволяют выделить среди метабазитов Урикского ЗКП четыре типа, отчетливо различающихся на усредненных или крайних мультиэлементных спектрах (рис. 8). Первый тип включает низкотитанистые амфиболиты участка Урик, характерные черты которых – низкие концентрации несовместимых элементов, обеднение легкими РЗЭ и отсутствие Nb-минимума на мультиэлементных спектрах. Второй тип – умеренно-титанистые амфиболиты участка Урик. Они отличаются от пород первого типа более высоким уровнем концентраций лег-

ких РЗЭ и других некогерентных элементов при отсутствии переходных разностей, но подобно низкотитанистым амфиболитам не обнаруживают отчетливого обеднения Nb относительно Th и La. К третьему типу относятся доминирующие амфиболиты участка Тагна, которые характеризуются непрерывным ростом концентраций TiO_2 , легких РЗЭ, Th, Zr, Nb с уменьшением магнезиальности (рис. 6). В целом они сопоставимы по составу с низко- и умеренно-титанистыми амфиболитами участка Урик, но отличаются наличием отчетливого Nb-минимума на мультиэлементных спектрах (рис. 8). К четвертому типу отнесены все высокотитанистые амфиболиты субпластовых тел, которые обогащены некогерентными элементами и имеют резкий Nb-минимум. Следует отметить, что породы четвертого типа имеют наиболее широкие вариации в распределении редких элементов (рис. 4, 6). Установленные для четырех типов метабазитов геохимические различия не могут быть результа-

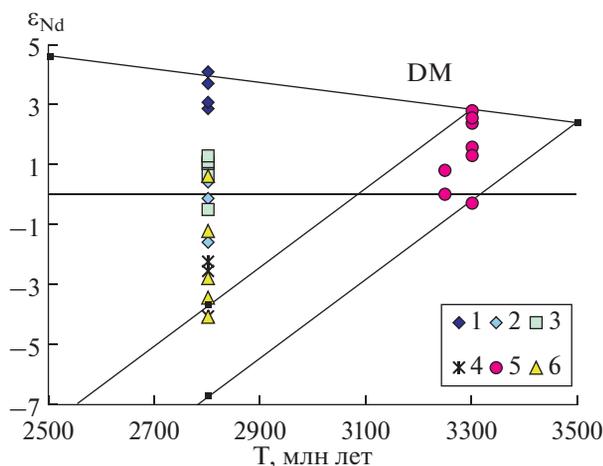


Рис. 7. Диаграмма T–ε_{Nd}(T) для метабазитов Урикского ЗКП. Участок Урик: 1 – низко- и 2 – умеренно-титанистые; 3 – низкотитанистые участок Тагна; 4 – высокотитанистые, участки Урик и Тагна; 5 – палеоархейские породы ТТГ-комплекса, 6 – сланцы (метаграувакки) Урикского ЗКП.

том дифференциации одного исходного расплава и, очевидно, обусловлены различным составом их материнских магм, а следовательно, и составом мантийных источников. Резкое отличие мантийных источников проявляется в изотопном составе Nd, породы первых трех типов имеют преимущественно положительные ε_{Nd}(T), а четвертого типа – только отрицательные.

Для анализа мантийных источников метабазитов Урикского ЗКП выполнено моделирование немодального плавления¹ лерцолитового источника, по редкоэлементному составу отвечающего примитивной (PM) или слабо деплетированной (DerM) мантии. Параметры, использованные в расчетах, приведены в табл. 4, концентрации редких элементов в модельных расплавах – в табл. 5 и на рис. 9. Полученные результаты свидетельствуют о формировании исходных для метабазитов магм из разных мантийных источников. Для метабазальтов первого типа (участок Урик) наилучшее соответствие получено при плавлении (F = 0.2) деплетированного источника (рис. 9а). Судя по низким концентрациям тяжелых РЗЭ, образование наиболее высокомагнезиального метабазальта (участок Тагна, обр. 14-06) также происходило из подобного деплетированного источника при более высокой степени плавления (F = 0.4) или из наиболее обедненного мантийного источника, тогда как повышенное содержание в этом метабазите легких РЗЭ и Th, вероятно, обусловлено привнесом этих элементов, предшествующим плавлению. Метабазиты второго типа

¹ Cl/C₀ = 1/D₀(1 – PF/D₀)^{1/P – 1}

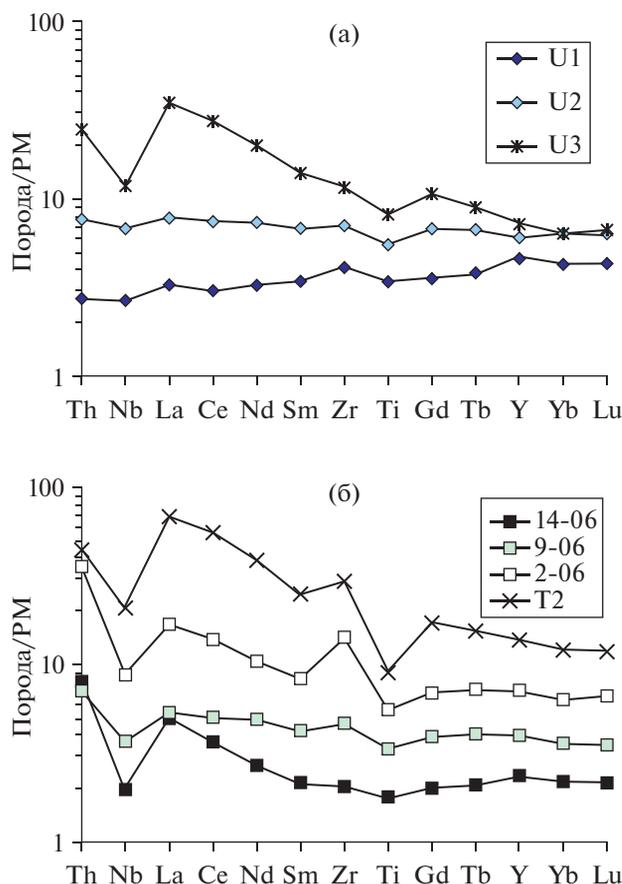


Рис. 8. Усредненные мультиэлементные спектры четырех типов метабазитов Урикского ЗКП. (а) – участок Урик: U1, U2, U3 – низко-, умеренно- и высокотитанистые метабазиты, соответствующие типам 1, 2 и 4. (б) – участок Тагна: обр. 14-06, 9-06, 2-06 – низкотитанистые метабазальты, тип 3, T2 – высокотитанистые метабазиты, тип 4.

(участок Урик) по редкоэлементному составу отвечают расплавам из примитивно-мантийного источника. Породы третьего типа (участок Тагна), судя по результатам моделирования и низкому (Nb/Zr)_{PM} < 1, формировались из слабо деплетированной мантии. В отличие от метабазитов участка Урик отчетливое обогащение метабазитов третьего типа легкими РЗЭ и Th и обеднение Nb в сравнении с модельными расплавами, по-видимому, связано с контаминацией их источника коровым материалом. Метабазиты четвертого типа с максимальными концентрациями несовместимых элементов могут быть продуцированы только из обогащенной мантии.

Заключение о характере мантийных источников по результатам расчетного моделирования согласуется с положением точек метабазитов на диаграммах (рис. 10). На диаграмме Nb/Yb–Th/Yb метабазиты первого и второго типов груп-

Таблица 3. Результаты расчета модели фракционной кристаллизации для metabasalts (участок Тагна)

Компоненты	K_d		Cl (0.1)	Cl (0.5)	9-06	2-06
	<i>Ol</i>	<i>Cpx</i>				
Th	0.000052	0.014	0.7	1.2	0.6	3.0
Nb	0.00005	0.004	2.9	5.2	2.6	6.3
La	0.00044	0.049	4.1	7.1	3.7	11.6
Ce	0.00019	0.079	9.9	17	9.0	25
Nd	0.00020	0.178	7.3	11.9	6.7	14
Sm	0.000445	0.294	2.0	3.1	1.88	3.7
Zr	0.00068	0.2	56	90	52	160
Gd	0.00025	0.41	2.6	4.7	2.3	4.1
Tb	0.0007	0.38	0.47	0.67	0.45	0.79
Y	0.0098	0.412	1.9	28	18.1	33
Yb	0.023	0.455	1.9	2.7	1.78	3.2
Lu	0.00852	0.449	0.3	0.38	0.26	0.49
$(La/Sm)_n$			1.27	1.46	1.23	2.0
$(Nb/Zr)_{PM}$			0.68	0.7	0.68	0.52

Примечание. Cl (0.1) и Cl (0.5) концентрации (ppm) в расплаве при степени кристаллизации 10 и 50% при фракционировании клинопироксена. Образцы 9-06 и 2-06 с минимальным и максимальным содержанием несовместимых элементов. Здесь и в табл. 4 коэффициенты распределения из (White, 2009). Использовано уравнение $Cl = Cl_0 F^{(D-1)}$, Cl – концентрация в расплаве, Cl_0 – концентрация в исходном расплаве, F – количество расплава, D – валовый коэффициент распределения.

пируются вдоль мантийного тренда: низкотитанистые metabasalts располагаются в диапазоне от NMORB до EMORB, тогда как умеренно-титанистые тяготеют к области EMORB. На диаграмме Zr/Y–Nb/Y низкотитанистые metabasalts располагаются между PM и глубинным деплетированным источником (DEP), тогда как умеренно-титанистые близки к PM. Аналогично на диаграмме Nb/Th–Zr/Nb большинство этих пород концентрируются вблизи примитивно-мантийного состава. Точки metabasalts третьего типа на диаграмме Nb/Yb–Th/Yb смещены относительно главного мантийного тренда в область повышенных значений Th/Yb и располагаются субпараллельно к нему, что характерно для современных субдукционных базальтов. На диаграмме Zr/Y–Nb/Y эти породы группируются вдоль тренда от точки PM к обогащенному мантийному компоненту. В координатах Nb/Th–Zr/Nb точки metabasalts смещены относительно PM в область гидратированного мантийного источника. Высокотитанистые metabasalts (четвертый тип) отклоняются от главного мантийного тренда в область повышенных значений Th/Yb, образуя тренд от PM к обогащенному компоненту, и попадают в область гидратированного мантийного источника с пониженным Nb/Th. Кроме того, эти metabasalts, судя по повышенному $(Gd/Yb)_n = 1.4–2.0$, выплавлялись в более глубинных условиях, в области устойчивости граната. Таким образом, metabasalts участка Урик имеют слабо деплетированный до примитивного источник и не обнаруживают вклада гидратированного компонента, тогда как большинство metabasalts участка Тагна образовались из слабо деплетированного мантийного источника с участием гидратированного компонента, обогащение которого легкими лантаноидами и Th относительно Nb обусловлено, вероятно, воздействием флюидной фазы. Субщелочные высокотитанистые metabasalts из субпластовых тел формировались из мантийного источника, резко обогащенного несовместимыми элементами (Th, легкие РЗЭ), возможно, под действием флюидной фазы.

Изотопный состав. Низкотитанистые амфиболиты первого типа с положительными значениями $\epsilon_{Nd}(T)$ (от +4.1 до +0.5) были образованы из деплетированного источника, что согласуется с их низкими значениями $(La/Sm)_n \leq 1$ и подтверждается результатами расчетного моделирования и величинами индикаторных отношений редких элементов (рис. 10). Максимальные значения величины $\epsilon_{Nd}(T)$ (+4.1) этих пород отражают деплетированный источник с длительной предысторией. Умеренно-титанистые амфиболиты второго типа имеют $\epsilon_{Nd}(T)$ от близких к CHUR (+0.4) до слабых отрицательных (–1.6), т.е. формировались из слабо гетерогенного мантийного источника. Такой изотопный состав не противоречит редкоэлементным характеристикам, предполагающим отделение магмы от примитивно-мантийного резервуара. Отсутствие обратной корреляции меж-

Таблица 4. Граничные параметры модели частичного плавления примитивного (PM) и деплетированного (DepM) мантийных источников

Компоненты	K_d				D_o	P	PM	DepM
	<i>Ol</i>	<i>Opx</i>	<i>Cpx</i>	<i>Spl</i>				
Th	0.000052	0.006	0.014		0.0037	0.0126	0.085	0.051
Nb	0.00005	0.004	0.004	0.001	0.0019	0.0044	0.713	0.428
La	0.00044	0.016	0.049	0.0006	0.0121	0.0432	0.687	0.481
Ce	0.00019	0.009	0.079	0.0006	0.0129	0.0634	1.78	1.246
Nd	0.00020	0.009	0.178	0.0006	0.0309	0.1446	1.35	1.08
Sm	0.000445	0.02	0.294	0.0006	0.0523	0.2402	0.444	0.4
Zr	0.00068	0.014	0.2	0.07	0.0373	0.1649	11.2	10.08
Gd	0.00025	0.098	0.41	0.0006	0.0900	0.3522	0.596	0.536
Tb	0.0007	0.06	0.38	0.0015	0.0762	0.3190	0.108	0.097
Y	0.0098	0.022	0.412	0.01	0.0772	0.3346	4.55	4.095
Yb	0.023	0.042	0.455	0.0045	0.0965	0.3730	0.493	0.444
Lu	0.00852	0.045	0.449	0.0045	0.0880	0.3699	0.074	0.067
(La/Sm) _{PM}							1.5	0.80
(Nb/Zr) _{PM}							0.06	0.707

Примечание. Соотношения фаз при немодальном плавлении: в источнике – *Ol* (0.57), *Opx* (0.25), *Cpx* (0.16), при образовании расплава – *Spl* (0.02), *Ol* (0.07), *Opx* (0.25), *Cpx* (0.8). *Spl* (0.02) по (Pfänder et al., 2002). Использовано уравнение: $Cl/C_o = 1/D_o(1 - PF/D_o)^{1/P-1}$, где концентрации в расплаве (Cl) и источнике (C_o), валовые коэффициенты распределения исходных фаз (D_o) и плавящихся фаз (P), F – степень плавления.

Таблица 5. Сравнение концентраций редких элементов (ppm) в метабазах Урикского ЗКП и модельных расплавов из примитивного (PM) и деплетированного (DepM) мантийных источников

Компоненты	PM			U2	T3 (обр. 9-06)	T3 (обр. 2-06)	DepM			U1	T3 (обр. 14-06)
	Cl (0.1)	Cl (0.15)	Cl (0.2)				Cl (0.15)	Cl (0.2)	Cl (0.4)		
Th	0.8	0.6	0.4	0.9	0.61	3.0	0.3	0.26	0.13	0.2	0.68
Nb	7.1	4.8	3.6	6.3	2.6	6.3	2.9	2.1	1.07	1.9	1.4
La	6.9	4.6	3.4	6.9	3.7	11.6	3.2	2.4	1.2	2.2	3.5
Ce	18	12	8.9	17.2	9.0	25	8	6.2	3.12	5.4	6.6
Nd	13	9.0	6.7	12.6	6.7	14.0	7.2	5.4	2.0	4.4	3.7
Sm	4.1	2.9	2.2	3.7	1.88	3.7	2.6	2.0	1.0	1.5	0.95
Zr	109	75	56	95	52	160	67	50	25	47	23
Gd	4.5	3.7	2.9	5.0	2.3	4.1	3.3	2.6	1.32	2.1	1.2
Tb	0.9	0.7	0.5	0.9	0.45	0.79	0.6	0.5	0.24	0.4	0.23
Y	37	29	23	32	18.1	33	26	20	10.2	21	10.6
Yb	3.6	3.0	2.4	3.7	1.78	3.2	2.7	2.2	1.09	2.1	1.09
Lu	0.6	0.5	0.4	0.5	0.26	0.49	0.4	0.3	0.17	0.3	0.16
(La/Sm) _{PM}	1.7	1.6	1.5	1.2	1.27	1.72	0.81	0.80	0.80	0.97	2.39
(Nb/Zr) _{PM}	1.08	1.01	1.0	1.05	0.79	0.77	0.71	0.71	0.71	0.63	0.96

Примечание. Концентрации в модельных расплавах (Cl) из PM и DepM. Типы метабазальтов: участок Урик: U1 – тип 1, U2 – тип 2; участок Тагна: T3 – тип 3.

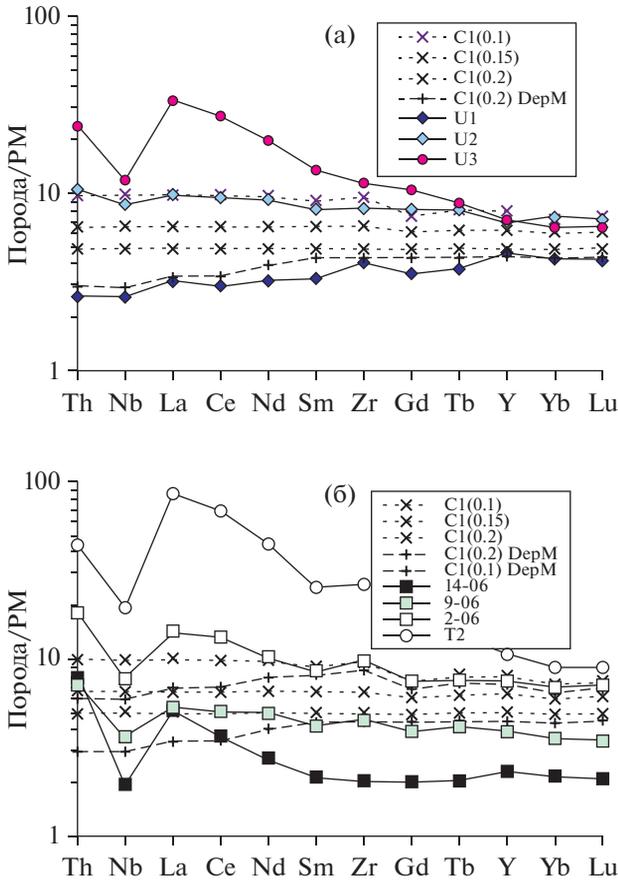
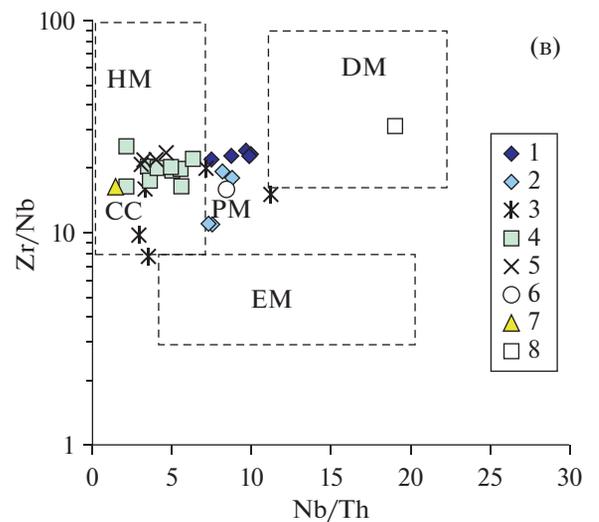
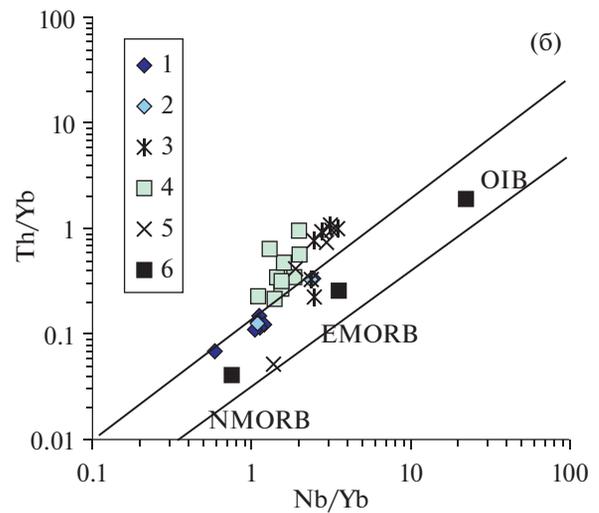
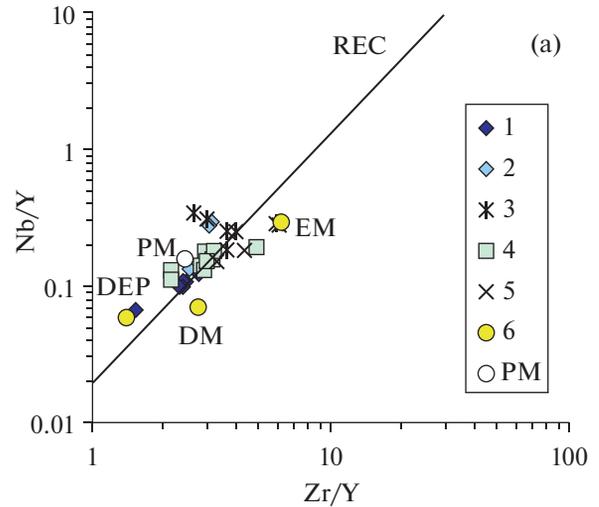


Рис. 9. Мультиэлементные спектры модельных расплавов из примитивного и слабо деплетированного мантийных источников в сравнении с метабазитами четырех типов Урикского ЗКП. (а) – участок Урик: U1, U2, U3 – низко-, умеренно- и высокотитанистые, соответствующие типам 1, 2 и 4. (б) – участок Тагна: обр. 14-06, 9-06, 2-06 – низкотитанистые, тип 3, T2 – высокотитанистые, тип 4. Расчетные концентрации в расплавах из примитивного (C1) и деплетированного (C1 DepM) источников. Пояснения см. в табл. 4 и 5.



ду $(La/Sm)_n$ и $(Nb/La)_{PM}$ (рис. 11) противоречит значимой роли контаминации коровым материалом их мантийного источника и, скорее, отражает его исходную гетерогенность.

Рис. 10. Индикаторные диаграммы состава мантийных источников для метабазитов Урикского ЗКП. Участок Урик: 1 – низко-, 2 – умеренно- и 3 – высокотитанистые метабазиты; участок Тагна: 4 – низко- и 5 – высокотитанистые метабазиты. (а) Мантийные источники: PM – примитивный, DM – деплетированный, DEP – глубинный деплетированный, EM – обогащенный, REC – рециклированный; (б) NMORB и EMORB – нормальные и обогащенные базальты срединно-океанических хребтов, OIB – базальты океанических островов; (в) Мантийные источники: PM – примитивный, HM – гидратированный, DM – деплетированный, EM – обогащенный; CC – континентальная кора (Condie, 2018).

Метабазальты участка Тагна (третий тип) обладают диапазоном $\epsilon_{Nd}(T)$ от +1.3 до -0.5, что позволяет предполагать мантийный источник, подобный умеренно-титанистым метабазилам. Ключевое отличие пород третьего типа – это обеднение Nb относительно La и Th, что было следствием вклада гидратированного компонента. Как показано выше, накопление этих элементов не было результатом фракционной кристаллизации. Если обогащение La и Th было связано с процессом, подобным субдукционному, то принос некогерентных элементов в область плавления непосредственно предшествовал формированию основных вулканитов, поскольку не нашел отражения в изотопном составе, который близок метабазилам второго типа, лишенным Nb-минимума. Отчетливая обратная зависимость между $(La/Sm)_n$ и $(Nb/La)_{PM}$ (рис. 11), так же как и $(Th/La)_{PM} > 1$, свидетельствует в пользу обогащения мантийного источника за счет субдукции осадочных пород. Предполагаемые субдуцирующие осадки не идентичны парагнейсам, ассоциирующим с метабазилами, из-за малой разницы их изотопного состава Nd с породами третьего типа (рис. 7). Более вероятно, что источником осадочного материала был палеоархейский ТТГ-комплекс, породы которого к рубежу 2.8 млрд лет приобрели $\epsilon_{Nd}(T)$ до -6.7, что обеспечивает снижение этого параметра для метабазитов при минимальном вкладе осадков.

Метабазиты четвертого типа, согласно высоким концентрациям несовместимых элементов и отрицательным $\epsilon_{Nd}(T)$, произошли из обогащенного источника с длительной предысторией, в качестве которого могла служить субконтинентальная литосферная мантия, и, скорее всего, были оторваны по времени от предшествующего базальтового вулканизма. Такой источник не мог быть сформирован при участии корового материала, подобно мантийному источнику для пород третьего типа, поскольку метабазиты субпластовых тел имеют низкое значение $(Th/La)_{PM} < 1$ в отличие от терригенных осадочных пород с $(Th/La)_{PM} > 1$, скорее, его образование связано с воздействием флюидов/расплавов, обогащенных некогерентными элементами. Отметим, что эти метабазиты наиболее широко распространены на участке Урик, и для литосферной мантии этого региона нет свидетельств вклада осадочного материала. Корректно оценить время формирования обогащенного источника мешает отсутствие данных о возрасте метабазитов четвертого типа.

Таким образом, доминирующие метабазиты участка Урик имели от слабо деплетированного до примитивного мантийный источник, тогда как для метабазитов участка Тагна источник был слабо деплетированный, но контаминированный осадочным материалом.

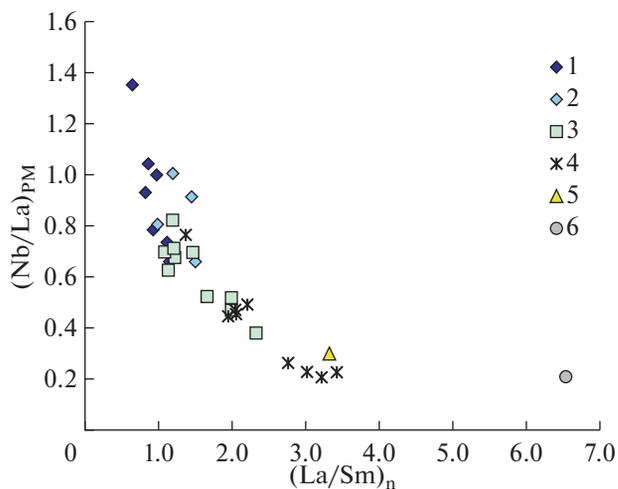


Рис. 11. Диаграмма $(La/Sm)_n - (Nb/La)_{PM}$ для метабазитов Урикского зеленокаменного пояса. Участок Урик: 1 – низко- и 2 – умеренно-титанистые; участок Тагна: 3 – низкотитанистые; 4 – высокотитанистые. Для сравнения показаны средние составы: 5 – сланцев (метаграувакк) Урикского ЗКП, 6 – палеоархейских пород ТТГ-комплекса.

Обстановки образования метабазальтов и модель образования коры Булунского блока

Как отмечалось ранее, возможность использования геохимической информации для анализа геодинамических условий генерации архейских базальтов остается остро дискуссионным вопросом ввиду отличия температурного режима и, вероятно, состава архейской мантии от современной. Вместе с тем это не исключает сопоставления архейских базальтов с современными вулканистами различных геодинамических обстановок по геохимическим параметрам, характеру ассоциаций и вероятным источникам.

Метабазальты участка Урик содержат прослойки кианитсодержащих и гранат-слюдяных сланцев и кварцито-сланцев, протолиты которых отвечают терригенным осадочным породам, подобным глубоководным осадкам (Туркина, Ножкин, 2008). Низкие концентрации некогерентных элементов в этих сланцах не предполагают в качестве источника сноса породы континентальной коры. В совокупности с редкоэлементным составом метабазальтов первого и второго типов, которые обнаруживают сходство с базальтами архейской океанической коры (Herzberg et al., 2010) и не имеют признаков вклада корового материала в их генезис, это предполагает океаническое происхождение мафических пород на удалении от континентальных блоков. Напротив, метабазальты участка Тагна (третий тип) демонстрируют типичное для субдукционных базальтов низкое Nb/Nb^* , попадают в поле гидратированного источника на диаграмме $Nb/Th - Zr/Nb$, имеют геохимические признаки контамини-

нации их мантийного источника коровым материалом. Вероятными современными аналогами метабазитов субпластовых тел (четвертый тип) являются внутриплитные континентальные базальты, образующиеся при участии субконтинентальной литосферы (Farmer, 2003), с этими породами их сближает наличие Nb-минимума и повышенное $(Gd/Yb)_n$. Такое сходство позволяет связывать их образование с обстановками растяжения, это, в свою очередь, согласуется с предположением о том, что они были оторваны по времени от предшествующего базальтового вулканизма.

Резкие различия в вещественных и изотопных характеристиках метабазитов Урикского ЗКП позволяют предполагать, что аккреционные процессы привели к тектоническому совмещению в структуре Булунского блока фрагментов океанической коры, островной дуги и более древней континентальной коры, представленной ТТГ-комплексом. Время аккреционных процессов фиксирует возраст метаморфизма (1824–1863 млн лет) и прорывающих гранитов (~1.85 млрд лет) (Ризванова и др., 2012; Туркина, Капитовов, 2017). Этому рубежу отвечает и метаморфизм в трех других блоках Шарьжалгайского выступа (Туркина, Капитовов, 2019), а также время завершения коллизионных процессов в фундаменте Сибирского кратона (Donskaya, 2020). Все это предполагает связь аккреционных процессов в Булунском блоке с амальгамацией блоков Шарьжалгайского супертеррейна и Сибирского кратона в целом.

Геохимические и изотопные параметры мезо-неоархейской мантии

Каким же был состав мантии, продуцировавшей базальты Урикского ЗКП? Проведенный анализ показывает, что ни один из типов метабазитов Урикского ЗКП не обнаруживает признаков источников с резко деплетированными (подобно современной DM) или обогащенными геохимическими характеристиками. Мантийные источники исследованных метабазитов варьируют от примитивных до слабо деплетированных. Формирование архейской континентальной коры, представленной породами ТТГ-комплекса, происходило путем плавления базитов ранней океанической коры, образование последних, в свою очередь, должно неизбежно приводить к формированию литосферы с деплетированными характеристиками. Почему наряду с деплетированным в образовании базальтов Урикского ЗКП участвовал примитивно-мантийный источник? Возможное объяснение следует из интерпретации результатов моделирования образования раннеархейских ТТГ. Согласно (Sizova et al., 2015), параллельно с эволюцией субконтинентальной литосферной мантии инициация серии спрединговых центров в результате многократных мантийных апвеллингов приводит к генерации

мощной базальтовой коры и подстилающих деплетированных мантийных перидотитов, что со временем формирует плиту с литосферой океанического типа. Действие мантийных апвеллингов предполагает образование базальтовых расплавов из недеплетированных источников, наряду с плавлением зарождающейся деплетированной океанической литосферы. Таким образом, сам механизм формирования океанической коры в условиях горячей мантии допускает участие в ее генерации как примитивно-мантийных, так и деплетированных источников. Близкий к примитивно-мантийному характер источников предполагается для неоархейских базальтов, долеритов и габбро зеленокаменного пояса Гейта на северо-западе кратона Танзания (Cook et al., 2016). Результаты исследования метабазитов Урикского ЗКП свидетельствуют о слабой дифференциации океанической литосферной мантии к рубежу мезо- и неоархея (~2.8 млрд лет). Анализ вещественных характеристик базальтов древнейшей зеленокаменной пояса Исуа в Западной Гренландии (~3.8 млрд лет) выявил гетерогенность их мантийных источников, варьирующих от деплетированных до слабо обогащенных (Komiyu et al., 2005), что приводит к генерации двух типов магм. Вместе с тем Т. Комия с соавторами приходят к сходному с нами заключению о том, что различия между этими источниками были относительно малы в сравнении с таковыми в мантийных источниках современных базальтов спрединговых хребтов (MORB) и океанических островов (OIB).

С рубежа ~2.8 млрд лет фиксируются геохимические признаки формирования литосферной мантии с надсубдукционными характеристиками (гидратированная мантия), а также свидетельства вклада субдуцированных осадков в образование мафических магм. Сходные геохимические характеристики, предполагающие аналогичность с базальтами современных субдукционных обстановок, установлены для многих базальтовых ассоциаций архейских зеленокаменных поясов, в том числе некоторых древнейших базальтов из супракрустального пояса Исуа (Jenner et al., 2009). К сожалению, ограниченность изотопных данных для такого рода базальтовых ассоциаций затрудняет корреляцию геохимических и изотопных параметров и оценку времени формирования мантийных источников с обогащенными изотопными характеристиками.

Обогащение мантии некогерентными редкими элементами и ее изоляция от конвекции приводит по истечению времени к формированию изотопно-обогащенных источников в пределах субконтинентальной литосферы. В последующей истории такая литосфера могла служить источником внутриплитных базитовых магм, подобных метабазитам субпластовых тел Урикского ЗКП. В образовании последних можно допустить и уча-

стие мантийных плюмов, обеспечивающих сильное обогащение некогерентными редкими элементами. Следы древней обогащенной литосферы прослеживаются в изотопных параметрах мантийных магм на протяжении длительной истории. В пределах Сибирского кратона их примерами служат палеопротерозойские габброиды Чинейского массива (Гонгалский и др., 2008) и магнезиокарбонатиты Селигдарского массива Алданского щита (Doroshkevich et al., 2018) и позднерифейские высокомагнезиальные базиты Йоко-Довыренской интрузии (Арискин и др., 2015). Их изотопный состав Nd отвечает тренду эволюции изотопного состава обогащенной литосферной мантии, обособленной от деплетированной астеносферы в позднем архее.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Архейские амфиболиты и гранатовые амфиболиты из центральной (участок Тагна) и южной (участок Урик) части зеленокаменного пояса Булунского блока (СЗ Шарыжалгайского выступа) по составу отвечают базальтам и лейкобазальтам и включают четыре типа. К первому типу относятся низкотитанистые амфиболиты участка Урик, для которых характерны низкие концентрации несовместимых элементов, отчетливое обеднение легкими РЗЭ ($(La/Sm)_n = 0.8–1.1$), отсутствие Nb-минимума и положительные значения $\epsilon_{Nd}(T)$ (до +4.1). Второй тип – умеренно-титанистые амфиболиты участка Урик. Они отличаются от пород первого типа более высокими концентрациями легких РЗЭ ($(La/Sm)_n = 1.0–1.5$), Th, Zr, Nb, Y и пониженными $\epsilon_{Nd}(T)$ (+0.4...–1.6), но подобно низкотитанистым амфиболитам не обнаруживают отчетливого обеднения Nb. К третьему типу принадлежат амфиболиты участка Тагна, которые характеризуются непрерывным ростом концентраций TiO_2 , легких РЗЭ, Th, Zr, Nb с уменьшением магнезиальности и $\epsilon_{Nd}(T)$ от +1.3 до –0.5. Они отличаются более фракционированными спектрами РЗЭ ($(La/Sm)_n = 1.1–2.3$), повышенными концентрациями Zr (45–60 ppm), Nb (2.3–6.3 ppm) и наличием отчетливого Nb-минимума. Четвертый тип включает все высокотитанистые амфиболиты субпластовых тел, которые обогащены легкими РЗЭ ($(La/Sm)_n = 1.9–3.4$), Th, Zr (61–292 ppm), Nb (6–14 ppm), имеют повышенное $(Gd/Yb)_n$ (1.4–2.0), резкий Nb-минимум и отрицательные $\epsilon_{Nd}(T)$.

Характерные черты редкоэлементного и изотопного состава и результаты расчетного моделирования свидетельствуют о формировании двух типов метабазальтов участка Урик из слабо деплетированного и близкого к примитивному мантийных источников. Базальтовые протолиты первых двух типов сопоставимы с породами архейской оке-

анической коры. Метабазальты участка Тагна (третий тип) образовались из слабо деплетированного и гидратированного мантийного источника, контаминированного коровым материалом. Обогащение источника некогерентными элементами могло быть связано с субдукцией осадков и непосредственно предшествовало формированию вулканитов. Метабазиты субпластовых тел (четвертый тип) произошли из обогащенного источника с длительной предысторией, представленного древней литосферой. Вероятными современными аналогами этих пород являются внутриплитные континентальные базальты.

Ни один из типов метабазитов Урикского ЗКП не обнаруживает признаков источников с резко деплетированными или обогащенными геохимическими характеристиками, что свидетельствует о слабой дифференциации мантии к рубежу мезо- и неархея (~2.8 млрд лет). Мантийные источники этого времени варьируют от слабо деплетированных до примитивных. С рубежа ~2.8 млрд лет фиксируется формирование литосферной мантии с надсубдукционными характеристиками (гидратированная мантия), эволюция которой во времени приводит к формированию изотопно-обогащенных источников.

Резкие различия в вещественных и изотопных характеристиках метабазальтов Урикского ЗКП позволяют предполагать, что аккреционные процессы привели к тектоническому совмещению в структуре Булунского блока фрагментов океанической коры, океанической островной дуги и более древней континентальной коры, представленной ТТГ-комплексом, на рубеже ~1.86–1.82 млрд лет. Эти процессы субсинхронны с амальгамацией четырех блоков в структуру Шарыжалгайского супертеррейна, завершением коллизионных процессов в фундаменте Сибирского кратона и формированием палеопротерозойского суперконтинента.

Благодарности. Авторы признательны докт. геол.-мин наук А.А. Шипанскому и анонимному рецензенту за конструктивные замечания, способствовавшие улучшению работы. О.М. Туркина благодарна Н.Л. Добрецову за дискуссию о геохимии архейских базальтов, побудившую ее найти больше аргументов для обоснования слабой дифференцированности архейской мантии, памяти акад. Н.Л. Добрецова посвящается эта работа.

Источники финансирования. Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 20-05-00265). Систематизация данных по составу метабазитов выполнена в рамках базового проекта фундаментальных исследований ИГМ СО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аникина Е.В., Малич К.Н., Белоусова Е.А. и др. U-Pb возраст и Hf-Nd-Sr изотопная систематика жильных

- пород Волковского массива (Средний Урал, Россия) // Геохимия. 2018. № 3. С. 209–221.
- Арискин А.А., Данюшевский Л.В., Конников Э.Г. и др.* До-выренский интрузивный комплекс (Северное Прибайкалье, Россия): изотопно-геохимические маркеры контаминации исходных магм и экстремальной обогащенности источника // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 3. С. 528–556.
- Галимова Т. Ф., Пащикова А. Г., Поваринцева С. А. и др.* 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.
- Гонгальский Б.И., Суханов М.К., Гольцман Ю.В.* Sm-Nd изотопная система Чинейского аноксидит-габброноритового плутона (Восточное Забайкалье) // Проблемы геологии рудных месторождений, минералогии, петрологии и геохимии. М.: ИГЕМ РАН, 2008. С. 57–60.
- Грабкин О.В., Мельников А.И.* Структура фундамента Сибирской платформы в зоне краевого шва (на примере Шарыжалгайского блока). Новосибирск: Наука, 1980. 90 с.
- Николаева И.В., Палеский С.В., Козьменко О.А., Аношин Г.Н.* Определение редкоземельных и высокозарядных элементов в стандартных геологических образцах методом масс-спектрометрии с индукционно-связанной плазмой // Геохимия. 2008. № 10. С. 1085–1091.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Мельгунов М.С.* Геохимия метасадочно-вулканогенных толщ и гранитоидов Онотского зеленокаменного пояса // Геохимия. 2001. № 1. С. 31–50.
- Ризванова Н.Г., Левицкий В.И., Богомолов Е.С. и др.* Геохронометрические изотопные системы, методы их изучения, хронология геологических процессов // Мат. конференции. М.: ИГЕМ РАН, 2012. С. 304–306.
- Туркина О.М., Капитонов И.Н.* Изотопный Lu-Hf состав циркона как индикатор источников расплава для палеопротерозойских коллизионных гранитоидов (Шарыжалгайский выступ, Сибирской кратон) // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 2. С. 181–199.
- Туркина О.М., Капитонов И.Н.* Источники палеопротерозойских коллизионных гранитоидов (Шарыжалгайский выступ, юго-запад Сибирского кратона): от литосферной мантии до верхней коры // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 4. С. 489–513.
- Туркина О.М., Ножкин А.Д.* Океанические и рифтогенные метавулканические ассоциации зеленокаменных поясов северо-западной части Шарыжалгайского выступа, Прибайкалье // Петрология. 2008. Т.16. № 5. С. 501–526.
- Туркина О.М., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н. и др.* Палеоархейский тоналит-трондьемитовый комплекс северо-западной части Шарыжалгайского выступа (юго-запад Сибирского кратона): результаты U-Pb и Sm-Nd исследования // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 1. С. 21–37.
- Туркина О.М., Капитонов И.Н., Сергеев С.А.* Изотопный состав Hf в цирконе из палеоархейских плагиогнейсов и плагиогранитоидов Шарыжалгайского выступа (юг Сибирского кратона): и его значение для оценки роста континентальной коры // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 3. С. 357–370.
- Туркина О.М., Лепехина Е.Н., Бережная Н.Г., Капитонов И.Н.* U-Pb возраст и изотопная Lu-Hf систематика детритовых цирконов из парагнейсов Булунского блока (Шарыжалгайский выступ фундамента Сибирской платформы) // Докл. АН. 2014. Т. 458. № 5. С. 582–589.
- Щипанский А.А.* Субдукционные и мантийно-плюмовые процессы в геодинамике формирования архейских зеленокаменных поясов. М.: ЛКИ, 2008. 543 с.
- Arndt N.T., Albarede F., Nisbit E.G.* Mafic and ultramafic magmatism // Greenstone Belts. Eds. M.J De Wit and L.D. Ashwaal. Oxford: Clarendon Press, 1997. P. 233–254.
- Blake T.S., Buick R., Brown S.J.A., Barley M.E.* Geochronology of a Late Archaean flood basalt province in the Pilbara Craton, Australia: Constraints on basin evolution, volcanic and sedimentary accumulation, and continental drift rates // Precambrian Res. 2004. V. 133. P. 143–173.
- Condie K.* Archean Greenstone Belts. Amsterdam: Elsevier, 1981. 434 p.
- Condie K.* Greenstones through time // Archean Crustal Evolution. Ed. K.C. Condie. Amsterdam: Elsevier, 1994. P. 85–120.
- Condie K.C.* A planet in transition: the onset of plate tectonics on Earth between 3 and 2 Ga? // Geoscience Frontiers. 2018. V. 9. P. 51–60.
- Cook Y.A., Sanislav I.V., Hammerli J. et al.* A primitive mantle source for the Neoproterozoic mafic rocks from the Tanzania Craton // Geoscience Frontiers. 2016. V. 7. P. 911–926.
- De Wit, M.J., Furnes H., Robins B.* Geology and tectonostratigraphy of the Onerwacht Suite, Barberton Greenstone Belt, South Africa // Precambrian Res. 2011. V. 186. P. 1–27.
- Donskaya T.V.* Assembly of the Siberian Craton: Constraints from Paleoproterozoic granitoids // Precambrian Res. 2020 (in press).
- Doroshkevich A.G., Prokopyev I.R., Izokh A.E. et al.* Isotopic and trace element geochemistry of the Seligdar magnesio-carbonatites (South Yakutia, Russia): Insights regarding the mantle evolution beneath the Aldan-Stanovoy shield // J. Asian Earth Sci. 2018. V. 154. P. 354–368.
- Farmer G.L.* Continental Basaltic Rocks // Treasure of Geochemistry. Eds. K.K. Turekian, H.D. Holland. Oxford: Elsevier Ltd, 2003. V. 3. P. 85–121.
- Furnes H., Dilek Y., De Wit M.J.* Precambrian greenstone sequences represent different ophiolite types // Gondwana Res. 2015. V. 27. P. 649–685.
- Herzberg C., Condie K., Korenaga J.* Thermal history of the Earth and its petrological expression // Earth Planet. Sci. Lett. 2010. V. 292. P. 79–88.
- Green M.G., Sylvester P.J., Buick R.* Growth and recycling of early Archaean continental crust: Geochemical evidence from the Coonterunah and Warrawoona Groups, Pilbara Craton, Australia // Tectonophysics. 2000. V. 322. P. 69–88.
- Goldstein S.J., Jacobsen S.B.* Nd and Sm isotopic systematics of river water suspended material: Implications for crustal evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 87. P. 249–265.
- Humphris S.E.* The mobility of the rare earth elements in the crust // Rare Earth Element Geochemistry. Ed. P. Henderson. Amsterdam: Elsevier, 1984. P. 317–342.
- Jacobsen S.B., Wasserburg G.J.* Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. V. 67. P. 137–150.

- Jenner F.E., Bennet V.C., Nutman A.P. et al. Evidence for subduction at 3.8 Ga: Geochemistry of arc-like metabasalts from the southern edge of the Isua Supracrustal Belt // *Chemical Geol.* 2009. V. 261. P. 83–98.
- Ludden J., Gelin L. Archaean metavolcanics from the Rouyn-Noranda district, Abitibi greenstone belt, Quebec. 2. Mobility of trace elements and petrogenetic constraints // *Canadian J. Earth Sci.* 1982. V. 19. P. 2276–2287.
- Komiya T., Maruyama S., Hirata T. et al. Geochemistry of the oldest MORB and OIB in the Isua Supracrustal Belt, southern West Greenland: Implications for the composition and temperature of early Archean upper mantle // *The Island Arc.* 2004. V. 13. P. 47–72.
- Pfänder A., Jochum K.P., Kozakov I. et al. Coupled evolution of back-arc and arc-like mafic crust in the late-Neoproterozoic Agadagh Tes-Chem ophiolite, Central Asia: Evidence from trace element and Sr-Nd isotope data // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2002. V. 143. P. 154–174.
- Polat A., Kerrich R., Wyman D.A. Geochemical diversity in oceanic komatiites and basalts from the late Archean Wawa greenstone belts, Superior Province, Canada: Trace element and Nd isotope evidence for a heterogeneous mantle // *Precambrian Res.* 1999. V. 94. P. 139–173.
- Sappin A.-A., Guilmerre C., Goutier J., Beaudon G. Geochemistry of Mesoproterozoic felsic to ultramafic volcanic rocks of the Lac Guyer area, La Grande Subprovince (Canada): Evidence for plume-related magmatism in a rift setting // *Precambrian Res.* 2018. V. 316. P. 83–102.
- Sizova E., Gerya T., Stiwe K., Brown M. Generation of felsic crust in the Archean: A geodynamic modelling perspective // *Precambrian Res.* 2015. V. 271. P. 198–224.
- Thurston P.C. Igneous rock associations 19. Greenstone belts and granite-greenstone terranes: Constraints on the nature of the Archean World // *Geoscience Canada.* 2015. V. 42. P. 437–484.
- Turkina O.M., Sukhorukov V.P., Sergeev S.A. Mesoproterozoic bimodal volcanic rocks of the Onot greenstone belt, southwestern Siberian craton: Implications for magmatism in an extension/rift setting // *Precambrian Res.* 2020. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2020.105731>
- White W.M. Geochemistry. Chapter 7. Trace elements. 2009. URL: <http://faculty.washington.edu/>

Metabasites of Greenstone Belt of Bulun Block (South-Western Siberian Craton) as Indicators of Compositional and Isotopic Features of Archaean Mantle

O. M. Turkina^{1,2}, A. E. Izokh^{1,2}, and A. D. Nozhkin¹

¹*Institute of Geology and Mineralogy of the Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia*

²*Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia*

The paper summarizes major and trace element data and the Sm-Nd isotopic composition of metabasites of the Urik greenstone belt (Sharyzhalgai uplift, southwestern Siberian craton). The Archean metabasites (amphibolites and garnet amphibolites) of the supracrustal complex and sublayer bodies represent four geochemical types. The first type includes low-Ti amphibolites of the Urik area, their characteristic features are a clear depletion of light REE ($(La/Sm)_n = 0.8–1.1$), the absence of an Nb minimum, and positive $\epsilon_{Nd}(T)$ values (up to +4.1). The second type correspond to moderate titanium amphibolites of the Urik area. They differ from rocks of the first type in higher $(La/Sm)_n$ (1.0–1.5), Th, Zr, Nb, Y and lower $\epsilon_{Nd}(T)$ values (+0.4...–1.6), but, like low-Ti amphibolites, they do not show Nb depletion. The third type includes amphibolites of the Tagna area, which are characterized by increasing in the concentrations of TiO_2 , light REE, Th, Zr, and Nb with a decrease in Mg# and have $\epsilon_{Nd}(T)$ values from +1.3 to –0.5. They are characterized by increased $(La/Sm)_n$ (1.1–2.3) and concentrations of Zr, Nb and the presence of a clear Nb minimum. The fourth type includes all high-Ti amphibolites of sublayer bodies which are enriched in light REE ($(La/Sm)_n = 1.9–3.4$), Th, Zr, Nb, have an increased $(Gd/Yb)_n$ (1.4–2.0), a sharp Nb depletion and negative $\epsilon_{Nd}(T)$ values. The results of geochemical modeling and the characteristic features of the trace element and isotopic composition indicate the formation of low- and moderate-titanium metabasalts of the Urik area from weakly depleted and close to primitive mantle sources, respectively. Their basaltic protoliths correspond to the rocks of the oceanic crust. The metabasalts of the Tagna area were formed from a weakly depleted and hydrated mantle source contaminated with crustal material. The enrichment of the source with incompatible elements could be associated with sediment subduction immediately before basalt formation. Metabasites of the fourth type originated from an long-lived enriched source such as subcontinental lithospheric mantle. Intraplate continental basalts are likely modern analogues of these rocks. None of the three dominant types of metabasites of the Urik GB have derived from sharply depleted or enriched mantle sources, that indicates a weak differentiation of the mantle towards the Meso- and Neoproterozoic boundary (~2.8 Ga). From the turn of ~2.8 Ga, the formation of a lithospheric mantle with suprasubduction characteristics (hydrated mantle) is recorded. Different compositional and isotopic characteristics of the metabasalts of the Urik GB suggest that the Bulun block form by accretionary processes that led to the tectonic assemblage of fragments of the oceanic crust, an oceanic island arc, and an older continental crust composed by the TTG complex at 1.86–1.82 Ga.

Keywords: archaean, metabasalts, mantle sources