

**НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ МЕТАБАЗАЛТЫ ТЫЙСКОГО КОМПЛЕКСА
ОЛОКИТСКОГО РИФТОГЕННОГО ПРОГИБА (Байкало-Муйский пояс):
СОСТАВ, U-Pb ВОЗРАСТ, ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА,
ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ**

**Д.А. Орсов¹, И.В. Гордиенко¹, А.Н. Булгатов¹, Р.А. Бадмацыренова¹,
С.И. Дриль², В.Ф. Посохов¹**

¹ Геологический институт СО РАН, 670047, Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6а, Россия

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

Приведены результаты новых минералого-геохимических, геохронологических и изотопных (Sm-Nd, Rb-Sr, O) исследований вулканических пород тыйского комплекса Олоkitского прогиба. Они представлены нормально-щелочными толеитовыми базальтами, реже андезитобазальтами, образуют фракционированный ряд с вариацией значений магнезиальности (mg#) в интервале 45—65, с умеренными содержаниями TiO₂ (0.73—1.62 мас. %), низкими — P₂O₅ (0.04—0.25 мас. %) и существенным преобладанием содержания натрия над калием (Na₂O/K₂O = 2.1—50.0). В результате метаморфизма превращены в зеленые сланцы, сложенные хлоритом, актинолитом, эпидотом, альбитом с примесью кварца, титанита, ильменита и магнетита. Метабазальты имеют возраст 915 ± 5 млн лет (U-Pb метод, циркон). Они характеризуются широкими вариациями $\epsilon_{Nd}(T)$ (–3.5...–11.9), ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (0.70602—0.70732) и повышенными значениями $\delta^{18}O$ (9.0—15.2 ‰) относительно мантийных значений. По изотопно-геохимическим характеристикам изученные метабазальты несут признаки как островодужных вулканитов, так и обогащенных базальтов СОХ. Предполагается, что тыйские метабазальты были образованы за счет плавления литосферной мантии, содержащей субдукционный компонент. Сопоставление полученных данных с вулканитами современных геодинамических обстановок указывает на их близость с базальтами задуговых бассейнов. Показано, что предполагаемый задуговой бассейн может относиться к Нюрундуканской островодужной системе позднемезопротерозойского возраста.

Метавулканиты, толеитовые базальты задуговых бассейнов, минералы, субдукционный компонент, геохимия, геохронология, изотопия, Олоkitский прогиб, Нюрундуканская островная дуга

**NEOPROTEROZOIC METABASALTS OF THE TYA COMPLEX
OF THE OLOKIT RIFT TROUGH (Baikal-Muya Belt): COMPOSITION, U-Pb AGE,
ISOTOPE-GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS, AND GEODYNAMIC EFFECTS**

**D.A. Orsoev, I.V. Gordienko, A.N. Bulgatov,
R.A. Badmatsyrenova, S.I. Dril', V.F. Possokhov**

We present results of new mineralogical, geochemical, geochronological, and isotope (Sm-Nd, Rb-Sr, and O) studies of the volcanic rocks of the Tyia complex in the Olokit trough. These are normal tholeiitic basalts and scarcer basaltic andesites forming a fractionated series with mg# = 45–65, medium TiO₂ contents (0.73–1.62 wt. %), low P₂O₅ contents (0.04–0.25 wt. %), and a significant domination of Na over K (Na₂O/K₂O = 2.1–50.0). The rocks are metamorphosed to greenschists, which are composed of chlorite, actinolite, epidote, and albite with quartz, titanite, ilmenite, and magnetite impurity. The metabasalts have an age of 915 ± 5 Ma (zircon U–Pb dating) and are characterized by wide variations in $\epsilon_{Nd}(T)$ (–3.5 to –11.9) and ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (0.70602–0.70732) and high $\delta^{18}O$ values (9.0–15.2 ‰) as compared to the mantle ones. According to the isotope-geochemical characteristics, the studied metabasalts have features of both IAB and E-MORB. The Tyia metabasalts might have resulted from the melting of the lithospheric mantle with a subductional component. Comparison of the studied rocks with volcanic rocks of recent geodynamic settings shows their similarity to basalts of back-arc basins. The Tyia metabasalts might belong to a back-arc basin of the late Mesoproterozoic Nyurundukan island arc system.

Metavolcanic rocks, tholeiitic basalts of back-arc basins, minerals, subductional component, geochemistry, geochronology, isotopy, Olokit trough, Nyurundukan island arc

ВВЕДЕНИЕ

В пределах Северо-Байкальского региона юго-восточного обрамления Сибирского кратона образовался целый ряд структур мезо-неопротерозойского возраста. Это, прежде всего, Байкало-Муйский вулканоплутонический пояс. Он занимает значительную территорию Северного Прибайкалья и Средне-витимской горной страны и образует крупную дугообразную структуру шириной в центральной части около 200 км и протяженностью свыше 600 км. На севере пояс граничит по системе разломов сдвигового типа с Байкало-Патомской пассивной окраиной Сибирского кратона, с юга к нему примыкает Баргузино-Витимский спрединговый океанический бассейн с неопротерозойскими островными дугами и окружающих их структурами. Байкало-Муйский пояс (БМП) сложен сочетанием разновозрастных покровно-складчатых зон, выполняющих рифтогенные структуры с океанической корой, островодужным и внутриплитным магматизмом. Среди этих структур особое место занимают крупная Нюрундуканская островодужная система (НОС) и связанный с ее развитием Олоkitский рифтогенный прогиб, представляющий собой крупный задуговой бассейн с островодужным вулканогенным наполнением [Добрецов, 1983; Гордиенко и др., 2014; Гордиенко, 2021]. Несмотря на отсутствие полного офиолитового разреза, геологическое строение, конседиментационная последовательность и особенности развития вулканогенных пород позволили обосновать рифтогенную природу Олоkitского прогиба и показать, что его формирование определялось процессами деструкции раннедокембрийской коры Сибирского кратона [Рыцк и др., 2002; Булгатов, 2015].

Изучение Олоkitского прогиба как одной из ключевых структур НОС имеет важное значение для выявления особенностей докембрийского периода формирования континентальной коры западного сегмента Байкало-Муйского пояса. К настоящему времени накоплен большой объем информации по прогибу, однако по-прежнему остаются открытыми вопросы, касающиеся, в первую очередь, вулканической активности раннего этапа (1.0—0.8 млрд лет) формирования данной структуры, что в значительной степени обусловлено дефицитом современных петрологических, геохронологических и изотопно-геохимических данных. В настоящей статье впервые приводятся детальная характеристика минерального, химического и изотопного составов, определение U-Pb возраста, а также обсуждаются предполагаемые мантийные источники вулканических пород тийского комплекса нижней части разреза Олоkitского прогиба, которые восполняют указанный пробел. На основе полученных данных анализируются геодинамические условия формирования тийских вулканитов как вулканитов раннего этапа развития задугового бассейна Нюрундуканской островодужной системы, образованной на раннедокембрийской окраине суперконтинента Родиния, еще до появления и развития Палеоазиатского океана.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ОЛОКИТСКОГО РИФТОГЕННОГО ПРОГИБА

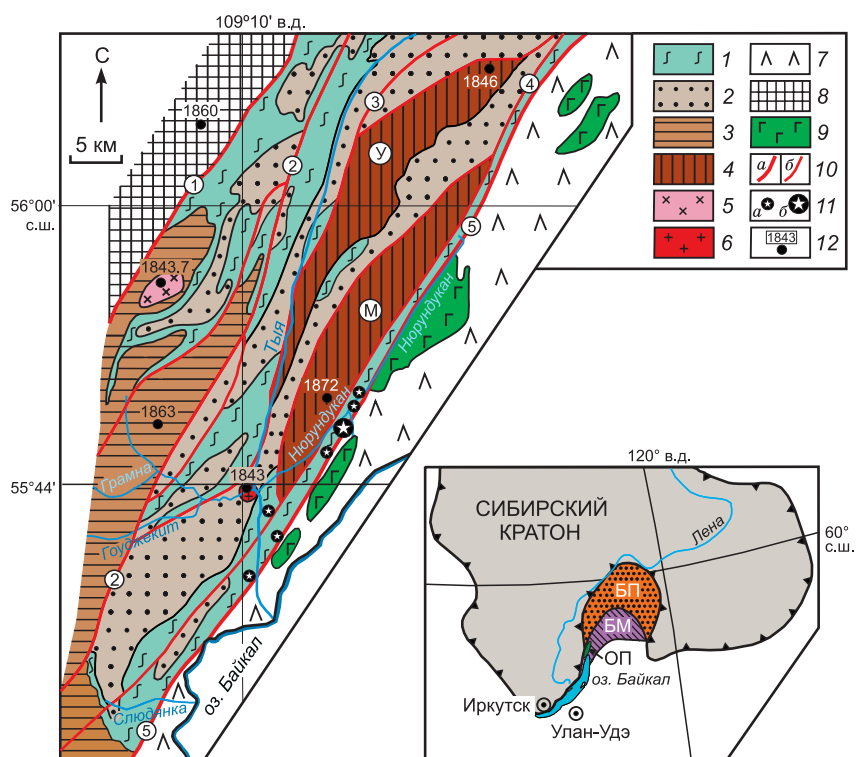
Олоkitский прогиб (или турбидитовый террейн, по [Булгатов, 2015]) расположен в пограничной области между Байкало-Патомским поясом пассивной континентальной окраины Сибирского кратона и Байкало-Муйским вулканоплутоническим поясом. В тектоническом плане прогиб представляет собой крупную покровно-складчатую структуру, вытянутую с юго-запада (оз. Байкал, м. Котельниковский) на северо-восток (бассейн р. Витим) на расстояние более 200 км при ширине 20—30 км. На западе она отделена от Кутимского палеопротерозойского блока Абчадским разломом, а на востоке по Кичеро-Мамскому (Нюрундуканскому) разлому граничит с широким полем развития пород нюрундуканской толщи Кичерской зоны, относящейся к западному сегменту Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса (рис. 1). Кичеро-Мамский разлом представляет собой левый взбрососдвиг и картируется мощной (до 5 км) зоной динамометаморфизма, катаклаза и милонитизации.

Прогиб сложен в различной степени метаморфизованными вулканогенными и осадочными породами. Считается, что он был заложен на раннедокембрийской континентальной коре, распространявшейся на фундамент Байкало-Патомского бассейна [Булгатов, 2015]. В западной части выделяются крупные поля «катаклазитов», залегающие с несогласием на породах так называемой иловирской «свиты» и, по-видимому, являющиеся продуктами размыва гнейсов Кутимского блока [Макрыгина, 1991]. Фрагменты древнего фундамента зафиксированы в центральной части прогиба, в междуречье Тьи и Холодной, в виде двух мигматит-гранитогнейсовых блоков (Маректинский и Унгдарский). Стратиграфическое расчленение прогиба в силу крайней латеральной и вертикальной изменчивости слагающих его пород представляет собой достаточно сложную проблему. Именно этим и обусловлено существование разнообразных схем его стратиграфического деления. По нашим данным [Гордиенко и др., 2014; Булгатов, 2015], с учетом ранее проведенных исследований [Мануйлова, Зарубин, 1981; Булдыгеров и др., 1988; Макрыгина, 1991; Рыцк и др., 2006, 2007; и др.], в обобщенном виде последовательность формирования осадочно-вулканогенных комплексов можно представить следующим образом.

Рис. 1. Схема геологического строения южной части Олоkitского рифтогенного прогиба с распространением тыйской metabазальтовой толщи, по [Булдыгеров и др., 1988; Рыцк и др., 2006; Булгатов, 2015] с дополнениями и изменениями авторов.

Неопротерозойские образования (1–3): 1 — тыйская толща с вулканогенным комплексом, 2 — толща терригенных турбидитов (авкитская и олоkitская свиты) нерасчлененные, 3 — иловирская «свита» катаклазитов; 4 — палеопротерозойские мигматит-гранитоидные блоки выступов фундамента (М — Маректинский, У — Унгдарский); 5 — палеопротерозойские гранитоиды (5, 6): 5 — Окунайский массив кварцевых сиенитов, 6 — Говджекитский массив гранитов и граносиенитов; 7 — мезо-неопротерозойские вулканогенно-осадочные образования Кичерской зоны (комплексы Нюрундуканской островной дуги) Байкало-Муйского пояса; 8 — палеопротерозойские образования Кутицкого краевого выступа фундамента Сибирского кратона; 9 — габброидные массивы чая-нюрундуканского интрузивного комплекса; 10 — тектонические разломы первого (а) и второго (б) порядков: 1 — Абчадский, 2 — Олоkitский, 3 — Тыйский, 4 — Авкитский, 5 — Кичеро-Мамский (Нюрундуканский); 11 — местоположение точек отбора геохимических проб (а) и геохронологической пробы (б); 12 — абсолютные возрасты палеопротерозойских пород в фундаменте и обрамлении Олоkitского рифтогенного прогиба (млн лет).

На врезке показано положение Олоkitского рифтогенного прогиба (ОП). БП — Байкало-Патомская пассивная окраина, БМ — Байкало-Муйский вулканоплутонический пояс с Нюрундуканской островодужной системой.



В основании прогиба располагается сланцево-metabазальтовая толща океанической стадии развития, объединяющая тыйскую свиту и тыйский вулканогенный комплекс. Она сложена преимущественно зелеными сланцами по вулканогенным породам с прослоями кварцитов, кварцитопесчаников и хлорит-карбонатных сланцев, с редкими небольшими прослоями известняков и доломитов. Мощность толщи до 1 км. По гравиметрическим данным, эта толща прослеживается до глубины 12 км [Нефедьев, 2011]. На тыйской свите залегают терригенные турбидиты авкитской свиты, которые сменяются терригенно-известняковыми турбидитами итыкитской свиты и терригенно-известняково-доломитовой толщей ондокской свиты. Общая мощность турбидитов около 4–5 км. В составе ондокско-итыкитской серии преобладают органогенные карбонатные породы, кварциты, сланцы, мелкозернистые песчаники. Вулканогенные образования основного и кислого составов в разных объемах присутствуют на всех уровнях серии. Широким развитием пользуются туфовые фации. Породы этой серии метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации, смяты в относительно простые линейные складки, разбиты многочисленными, чаще всего крутопадающими разломами и прорваны образованиями довыренского интрузивного комплекса, связанного с формированием Сыннырской рифтогенной структуры.

Тыйская свита с вулканогенным комплексом слагает три полосы вдоль Абчадского и Олоkitского разломов, а также между Кичеро-Мамским и Авкитским разломами, доходя на юге до р. Слюдянка (см. рис. 1). В составе вулканогенного комплекса преобладают базальты, превращенные в результате метаморфизма в metabазальты, реже отмечаются риолиты и риодациты нормальной щелочности.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Проведенные исследования базируются на изучении 18 образцов и проб. Они представляют в основном нижнюю часть тыйской свиты и были отобраны в коренных обнажениях в районе бассейна нижнего течения р. Тяга. Места отбора геохимических проб и крупнообъемной пробы на U-Pb возраст показаны на геологической схеме (см. рис. 1).

Большая часть аналитических данных получена с использованием возможностей Центра коллективного пользования «Аналитический центр минералого-геохимических и изотопных исследований» ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ). Определение содержаний главных петрогенных оксидов в породах выполнено методами классической «мокрой химии»; Ni, Co, Cu — атомно-эмиссионным спектральным анализом; концентрации Nb, Zr, Sr, Y определены методом РФА. Изучение химического состава минералов проведено на электронном сканирующем микроскопе LEO 1430 VP, оснащённом энергодисперсионным спектрометром INCA Energy 350. Измерения изотопного состава кислорода выполнялись на газовом масс-спектрометре Finnigan MAT 253 с использованием двойной системы напуска в классическом варианте (стандарт—образец). Подготовка образцов для определения величин $\delta^{18}\text{O}$ проводилась лазерным фторированием на опции «лазерная абляция с экстракцией кислорода из силикатов» в присутствии реагента BrF_3 по методике [Sharp, 1990]. Расчёты $\delta^{18}\text{O}$ были выполнены относительно международных стандартов NBS-28 (кварц) и NBS-30 (биотит). Правильность полученных значений контролировалась регулярными измерениями собственного внутреннего стандарта ГИ-1 (кварц) и лабораторного ИГЕМ РАН Polaris (кварц). Погрешность полученных значений величин $\delta^{18}\text{O}$ находилась на уровне $(1\sigma) \pm 0.2 \text{ ‰}$.

U-Pb изотопное датирование цирконов осуществлялось в лаборатории геохронологии и изотопной геохимии Геологического института КНЦ РАН на семиканальном масс-спектрометре Finnigan MAT 262 (RPQ) для однородных морфотипов циркона по методике, описанной в работе [Баянова, 2004], а по единичным зёрнам с помощью искусственного ^{205}Pb -трассера по методике, изложенной в работах [Баянова и др., 2007; Bayanova et al., 2014].

Изотопные измерения Sr и Nd выполнены в Центре коллективного пользования (ЦКП) ИНЦ СО РАН (г. Иркутск) на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT 262 с использованием активатора $\text{Ta}_2\text{O}_5 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ в смеси кислот HF , HNO_3 , H_3PO_4 (1 : 1 : 1) [Birk, Allègre, 1978]. Для контроля применялись стандарты ВНИИМ-Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70801 \pm 20$) и INd-1 ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.5121003 \pm 104$). Величины $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ рассчитаны из концентраций Rb, Sr, Sm и Nd, определенных методом ICP-MS. Значения ϵ_{Nd} и ϵ_{Sr} вычислялись относительно модельного хондритового резервуара CHUR с параметрами $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$; $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$; $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 0.7045$; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.0816$ [Фоп, 1989]. Там же определены концентрации редких и редкоземельных элементов (РЗЭ) методом ICP-MS на масс-спектрометре с высоким разрешением ELEMENT-2 Finnigan MAT при стандартных операционных условиях для данного прибора. Пробоподготовка осуществлялась открытым кислотным разложением.

ПЕТРОГРАФО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТАБАЗАЛЬТОВ

Метавулканы тейского вулканогенного комплекса в результате метаморфизма превращены в мелкозернистые зеленые сланцы. Поэтому какие-либо микроструктурные или минералогические признаки исходных пород не сохранились, и их диагностика возможна только по химическому составу. Тем не менее в единичных случаях встречаются реликты авгита (рис. 2, а, б), имеющего состав En 45.1, Fs 26.3, Wo 28.6 и железистость (f) 36.8 %. Главные минералы представлены хлоритом (до 70 %), актинолитом (до 20 %), эпидотом (до 10—20 %) и альбитом (до 5—10 %), которые являются типоморфными для метаморфизма фации зеленых сланцев. В заметных количествах фиксируются кварц (см. рис. 2, з), титанит, ильменит и магнетит (см. рис. 2, а, г, д). Единичные зёрна образуют апатит, циркон, халькопирит, пентландит (см. рис. 2, е—е).

Породы характеризуются широким развитием разнообразных кристаллобластовых структур. Наиболее распространены гетеро- и порфиробластовая, а по форме зёрен — грано- и лепидобластовая структуры. Среди микроструктур наблюдаются сланцеватая и полосчатая, реже сплошная.

Хлорит образует мелкие чешуйки и их скопления, вытянутые согласно сланцеватости породы (см. рис. 2). Хлориты являются соединениями сложного переменного состава, обусловленного широким изоморфизмом главных составляющих их элементов — Si, Al, Fe, Mg. По составу относятся к группе ортохлоритов (табл. 1) и, согласно общепринятой классификации, отвечают рипидолиту и в редких случаях пикнохлориту. С помощью хлоритового геотермометра [Котельников и др., 2012] рассчитаны температуры кристаллизации минерала. При разбросе полученных значений в интервале 247—263 °C среднее равно $258 \pm 15 \text{ °C}$, что соответствует условиям зеленосланцевой фации метаморфизма.

Актинолит тесно ассоциирует с хлоритом, наблюдается в виде шестоватых и игольчатых кристаллов. При разрастании они преобразуются в поперечно-волокнистые или спутанно-волокнистые агрегаты (см. рис. 2). Нередко наблюдается в качестве пойкилитовых включений в кварце (см. рис. 2, з). Состав минерала варьирует в широких пределах с железистостью от 26.5 до 40.4 % (см. табл. 1) и по номенклатуре амфиболов [Leake et al., 1997] соответствует актинолиту. По соотношению Al^{IV} и Al^{VI} на фациальной схеме В.В. Закруткина [1968] он располагается в поле кальциевых амфиболов зеленосланцевой фации метаморфизма.

Эпидот образует зёрна разного размера и различной формы, часто в виде таблитчатых или порфиroidных обособлений размером до 1 мм в актинолит-хлоритовой матрице. Иногда наблюдаются его

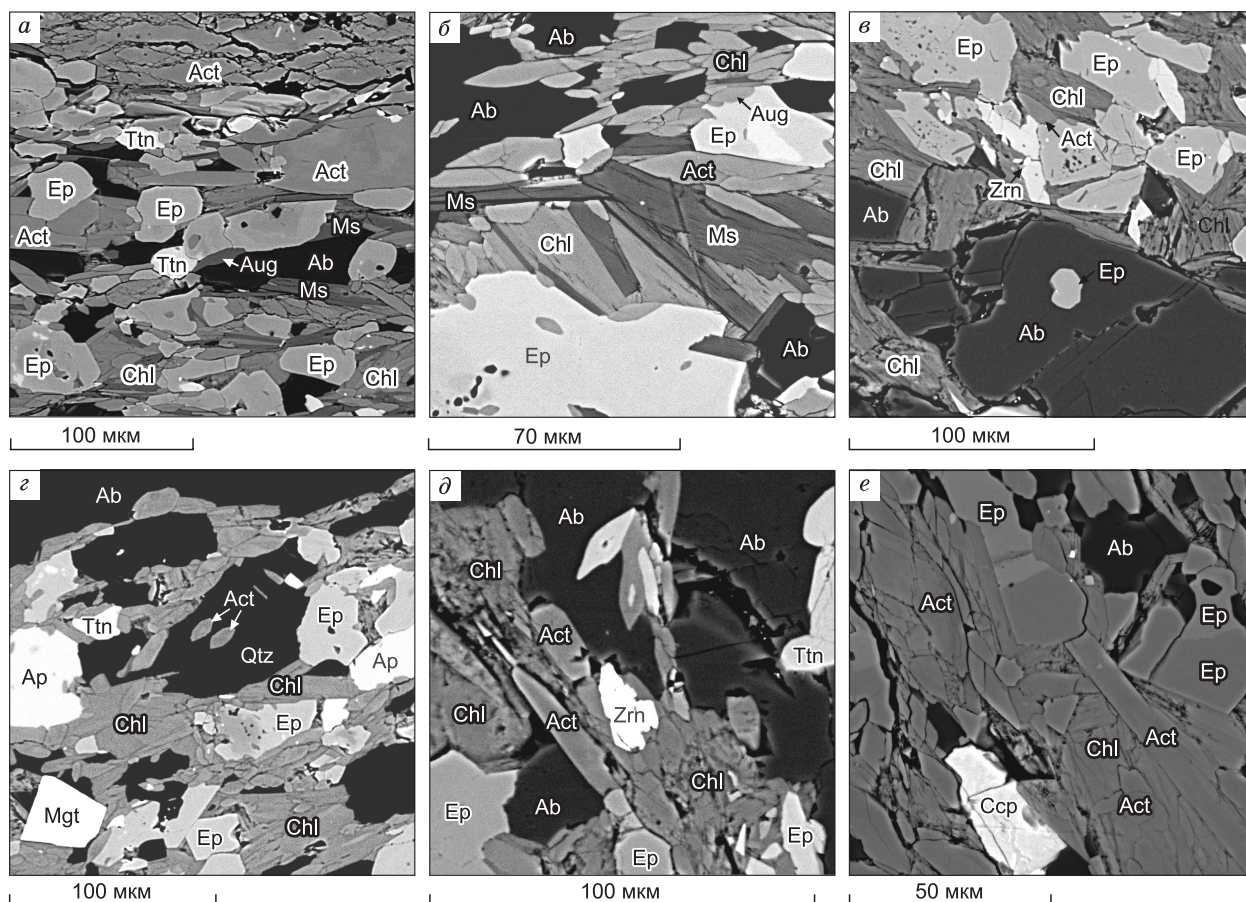


Рис. 2. Микроструктуры и характер развития минералов в метавулканитах тыйского вулканогенного комплекса, электронный микроскоп, режим BSE.

a — полосчатый эпидот-актинолит-хлоритовый сланец с альбитом, титанитом, мусковитом и реликтовым авгитом (обр. О-3); *б* — альбит-мусковит-хлоритовый сланец с крупным зерном эпидота и реликтовым авгитом (обр. О-4); *в* — эпидот-хлоритовый сланец с актинолитом, мелким зерном циркона и крупным обособлением альбита с включением эпидота (обр. О-9); *г* — эпидот-альбит-хлоритовый сланец с кварцем, титанитом, апатитом и магнетитом (О-6); *д* — альбит-актинолит-хлоритовый сланец с эпидотом, титанитом и цирконом (обр. О-12); *е* — хлорит-актинолитовый сланец с эпидотом, альбитом и халькопиритом (обр. 10). Act — актинолит, Chl — хлорит, Ep — эпидот, Ab — альбит, Ttn — титанит, Qtz — кварц, Ap — апатит, Ms — мусковит, Aug — авгит, Ap — апатит, Zrn — циркон, Mgt — магнетит, Ccp — халькопирит.

включения в альбите (см. рис. 2, *в*). Минерал характеризуется заметной вариацией содержаний Al_2O_3 и FeO (см. табл. 1).

Альбит встречается в виде отдельных мелких зерен (0.01—0.10 мм) и их цепочек согласно слоистости породы. Морфология зерен самая разнообразная от изометричных до ксеноморфных и вытянутых (см. рис. 2). Состав минерала отвечает 100 % альбиту, и только в единичных случаях отмечается небольшая доля анортита (до 1 %). Типична изоморфная примесь Fe_2O_3 (до 0.61 мас. %).

Мусковит присутствует в подчиненном количестве и наблюдается в тесной ассоциации с альбитом, эпидотом и хлоритом, образуя мелкие чешуйки в сростаниях с хлоритом, ориентированные согласно слоистости породы (см. рис. 2, *а, б*). Состав его характеризуется постоянным содержанием железа и магния (см. табл. 1), а также BaO (0.34—0.56 мас. %). Железистость минерала варьирует в пределах 41.5—44.7 %.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И КЛАССИФИКАЦИЯ ТЫЙСКИХ МЕТАВУЛКАНИТОВ

О сохранности первичного состава метавулканитов при метаморфизме и низкотемпературных изменениях. Как известно, существенное влияние на химический состав океанических базальтов могут оказывать постмагматические процессы, в частности, взаимодействие с морской водой и низкотемпературные метаморфические преобразования. Большинство исследователей признается, что при

Таблица 1.

Химический состав актинолита (Act), хлорита (Chl), эпидота (Ep) и мусковита (Ms)

Ком- по- нент	O-2			O-3				O-4				O-6		
	Act (1)	Chl (2)	Ep (2)	Act (1)	Chl (1)	Ep (2)	Ms (2)	Act (2)	Chl (2)	Ep (2)	Mu (2)	Act (1) вкл. в Qtz	Chl (3)	Ep (1)
SiO ₂	54.38	25.56	37.69	54.90	25.97	36.80	48.49	55.16	26.72	37.96	48.71	55.92	25.81	37.16
Al ₂ O ₃	0.62	19.39	22.08	0.85	19.80	23.56	26.83	0.91	20.11	23.09	27.50	—	18.20	20.39
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.14	—	—	—
FeO*	15.16	26.23	13.92	12.44	24.25	12.96	3.87	11.02	22.74	12.41	3.52	12.16	27.09	15.23
MnO	0.41	0.52	—	0.44	0.57	—	—	0.15	0.32	—	—	0.50	0.41	0.32
MgO	14.08	14.59	—	15.57	16.05	—	2.69	16.88	17.09	—	2.77	16.37	15.02	—
CaO	12.82	—	23.97	12.83	—	23.81	—	12.69	0.09	23.92	—	12.56	—	23.23
BaO	—	—	—	—	—	—	0.56	—	—	—	0.34	—	—	—
Na ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.38	—	—
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	11.60	—	0.09	—	11.86	—	—	—
H ₂ O	2.00	12.00	1.90	2.00	12.00	1.90	4.50	2.00	12.00	1.90	4.50	2.00	12.00	1.90
Сумма	99.47	98.29	99.56	99.03	98.64	99.03	98.54	98.81	99.16	99.28	99.34	99.89	98.53	98.23
f, %	38.3	50.7	—	31.7	46.5	—	44.7	27.1	43.1	—	41.5	30.3	50.8	—

Коэффициенты кристаллохимических формул

Si	7.936	2.762	2.980	7.939	2.762	3.034	3.349	7.927	2.793	3.106	3.328	8.005	2.798	3.133
Al _{общ.}	0.107	2.470	2.059	0.145	2.482	2.290	2.184	0.153	2.478	2.225	2.215	—	2.324	2.026
Al ^{IV}	0.064	1.238	0.020	0.061	1.238	—	0.651	0.073	1.207	—	0.672	—	1.202	—
Al ^{VI}	0.043	1.232	2.039	0.084	1.244	2.290	1.533	0.080	1.271	2.225	1.543	—	1.122	2.026
Cr ³⁺	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.007	—	—	—
Fe ²⁺	1.850	2.371	0.921	1.505	2.157	0.894	0.224	1.325	1.988	0.852	0.200	1.455	2.455	1.074
Mn	0.051	0.048	—	0.054	0.051	—	—	0.018	0.029	—	—	0.061	0.038	0.023
Mg	3.062	2.351	—	3.357	2.545	—	0.277	3.618	2.664	—	0.282	3.493	2.417	—
Ca	2.004	—	2.031	1.988	—	2.103	—	1.955	0.010	2.097	—	1.927	—	2.098
Ba	—	—	—	—	—	—	0.015	—	—	—	0.009	—	—	—
Na	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.105	—	—
K	—	—	—	—	—	—	1.022	—	0.011	—	1.034	—	—	—

взаимодействии водных флюидов с океаническими базальтами и при процессах зеленосланцевого метаморфизма наименее мобильными являются Ti, HFSE (Nb, Ta, Zr, Hf, Y), REE (за исключением Eu и Ce), Th, а также переходные элементы (Ni, Cr, V) [Ludden et al., 1982; Polat et al., 1999; Туркина, Ножкин, 2008; и др.]. Перечисленные элементы традиционно используются при классификационных построениях и выяснении генетических особенностей изучаемых пород. Так, относительно инертное поведение Ti и HFSE обосновывается близкими к примитивной мантии [McDonough, Sun, 1995] средними значениями: Ti/Sm = 2036 ± 329 и 2939; Nb/Sm = 1.94 ± 0.35 и 1.61; Zr/Sm = 22.64 ± 4.23 и 25.60 соответственно.

Несколько неоднозначно ведут себя La и Th, отношения которых к Sm в большинстве изученных образцах в 2—3 раза больше, чем в примитивной мантии (PM). На первый взгляд, такие высокие значения могут быть обусловлены перераспределением элементов в результате метаморфических процессов. Однако наблюдающиеся положительные корреляционные связи между La, Th, Nb и TiO₂, а также между Zr и рядом несовместимых элементов (рис. 3) свидетельствуют об относительной сохранности первичного состава тейских метавулканитов и отражают обогащенный характер мантийного источника [Туркина, Ножкин, 2008]. Кроме того, в пользу инертного поведения Th и LREE свидетельствует также отсутствие корреляции между потерями при прокаливании (п.п.) и значениями отношений (Nb/La)_{PM} и (Th/La)_{PM} (рис. 4).

Петро- и геохимия метавулканитов. Химические анализы тейских метавулканитов приведены в табл. 2. Все проанализированные породы представляют собой фракционированный ряд, значения магнетиальности (mg#) которого варьируют в пределах от 45 до 65. Они относятся к нормально-щелочным вулканитам, характеризуются умеренной и низкой глиноземистостью (al' = 0.6—1.0), высокими содержаниями Fe₂O₃* (9.26—17.62 мас. %), несколько повышенными содержаниями TiO₂ (0.73—1.62 мас. %),

из метавулканитов тыйского вулканогенного комплекса, мас. %

O-9			O-10		O-12			O-18			OA-2		
Act (1)	Chl (1)	Ep (1)	Act (1)	Ep (1)	Act (2)	Chl (1)	Ep (2)	Act (1)	Chl (1)	Ep (1)	Act (1)	Chl (1)	Ep (1)
55.30	27.28	37.88	54.25	37.18	54.28	26.21	37.87	53.46	25.88	37.35	54.02	26.32	37.45
1.00	18.61	22.94	0.60	22.33	1.62	18.61	22.43	1.61	18.57	21.60	0.83	20.01	21.84
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
10.90	21.72	12.18	15.86	14.10	14.10	25.00	14.40	16.08	28.84	14.01	14.25	23.74	14.19
0.31	0.49	—	0.31	—	0.18	0.35	—	0.41	0.57	—	0.41	0.42	—
17.40	18.54	—	13.70	—	15.03	16.17	—	13.63	14.12	—	15.49	16.73	—
12.86	0.20	23.79	12.72	23.73	11.53	—	23.21	12.20	—	23.20	12.84	—	23.97
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	0.86	—	—	0.54	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2.00	12.00	1.90	2.00	1.90	2.00	12.00	1.90	2.00	12.00	1.90	2.00	12.00	1.90
99.77	98.84	98.52	99.44	99.24	99.60	98.34	99.81	99.93	99.98	98.06	99.84	99.22	99.35
26.5	40.2	—	39.8	—	34.8	46.8	—	40.4	53.9	—	34.7	44.8	—

Коэффициенты кристаллохимических формул

7.878	2.852	3.115	7.940	3.076	7.854	2.809	2.983	7.808	2.782	3.124	7.834	2.767	3.098
0.168	2.294	2.223	0.104	2.178	0.276	2.351	2.083	0.276	2.353	2.129	0.141	2.480	2.130
0.122	1.148	—	0.060	—	0.146	1.191	0.017	0.192	1.218	—	0.141	1.233	—
0.046	1.146	2.223	0.044	2.178	0.130	1.160	2.066	0.084	1.135	2.129	—	1.247	2.130
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1.298	1.899	0.838	1.942	0.976	1.706	2.241	0.949	1.964	2.592	0.980	1.728	2.087	0.982
0.037	0.043	—	0.038	—	0.022	0.032	—	0.051	0.052	—	0.050	0.37	—
3.694	2.890	—	2.989	—	3.242	2.583	—	2.968	2.262	—	3.348	2.621	—
1.963	0.022	2.096	1.994	2.104	1.787	—	1.960	1.909	—	2.079	1.995	—	2.125
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	0.240	—	—	0.153	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. Образцы O-2, O-3, O-9 — андезибазальты, остальные — базальты. В скобках указано количество проанализированных зерен, использованных для расчета среднего состава. f (железистость) = $100 (\text{Fe}^{2+} + \text{Mn}) / (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mn})$. Содержание H_2O принято теоретическое. Расчет формульных коэффициентов для актинолита проведен на 23 O, хлорита — 14 O, эпидота — 13 O, мусковита — 11 O. Прочерк — элемент не обнаружен.

низкими — P_2O_5 (0.07—0.21 мас. %) и существенным преобладанием содержаний натрия над калием ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 2.10\text{—}44.3$).

На классификационной диаграмме TAS (рис. 5, а) подавляющая часть анализов метавулканитов попадает в поле базальтов и лишь четыре — в поле андезибазальтов. Принимая во внимание неоднозначность поведения щелочей и кремнезема при метаморфических преобразованиях, мы дополнительно протестировали анализы на классификационной диаграмме, предложенной [Winchester, Floyd, 1977], на которой тыйские метавулканиты также соответствуют базальтам и отчасти андезибазальтам (см. рис. 5, б). В связи с широкой вариацией кремнекислотности для выявления петрохимической серии использована диаграмма А. Мияширо [Miyashiro, 1970], на которой составы тыйских метавулканитов попадают в поле толеитовой серии за исключением четырех образцов (см. рис. 5, в). На тройной диаграмме $\text{Al}_2\text{O}_3\text{—}(\text{FeO}^* + \text{TiO}_2)\text{—}\text{MgO}$ фигуративные точки составов располагаются в поле высокожелезистых базальтов толеитовой серии (см. рис. 5, г).

Тыйские метабазальты характеризуются широкой вариацией содержаний несовместимых микроэлементов, спектры распределения которых располагаются от составов, близких к IAB, до E-MORB (рис. 6, а). Повышенные содержания Th, U, отчетливые минимумы по P, Zr и Ti и обогащение LREE сближают спектры с островодужными, но при этом обнаруживают знакопеременные Ta аномалии и отсутствие Sr максимума. Суммарная концентрация REE варьирует от 63.9 до 132.8 г/т (табл. 3). Спектрам

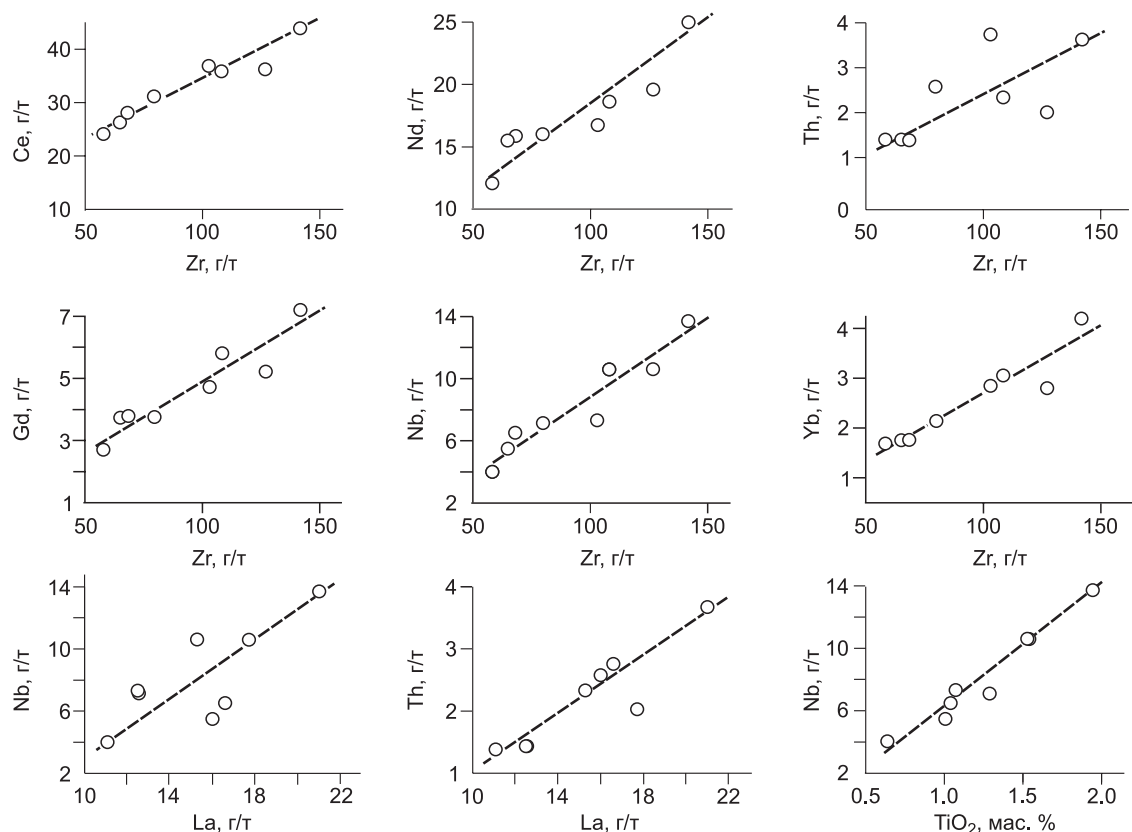


Рис. 3. Вариации содержаний редких элементов (Ce, Nd, Th, Gd, Nb, Yb) в зависимости от концентрации Zr, и TiO_2 в метавулканитах тыйского вулканогенного комплекса.

Диаграммы построены по данным табл. 3.

свойственна умеренная степень фракционирования ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 3.4\text{--}5.1$) при более отрицательном наклоне LREE ($(\text{La}/\text{Sm})_N = 2.1\text{--}2.7$) по сравнению с HREE ($(\text{Gd}/\text{Yb})_N = 0.3\text{--}1.8$), что отличает их от кривых E-MORB и IAB (см. рис. 6, б). При этом среднее содержание HREE находится на уровне значений E-MORB. Содержания переходных элементов также варьируют в широком интервале при средних значениях (г/т) Cr = 163.8, V = 298.2, Ni = 91.5, Co = 56.6, Cu = 115.0 г/т (см. табл. 2).

ИЗОТОПНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

U-Pb датирование. Ранее Rb-Sr методом был оценен возраст тыйских метабазальтов в 927 ± 10 млн лет [Макрыгина и др., 2005]. Для уточнения возраста нами были выполнены геохронологические исследования с помощью более надежного U-Pb метода по единичным зернам циркона. Для этого из коренного обнажения в правом борту р. Ковынах (левый приток р. Нюрндухан) (см. рис. 1) была отобрана проба (ОА-2) тыйских метавулканитов, отвечающих по составу высокожелезистому толеитовому базальту (см. рис. 5), с содержанием Zr = 63 г/т (см. табл. 2, ан. 11). Были выделены зерна циркона двух морфологических разновидностей. Первая представлена прозрачными кристаллами светло-желтого

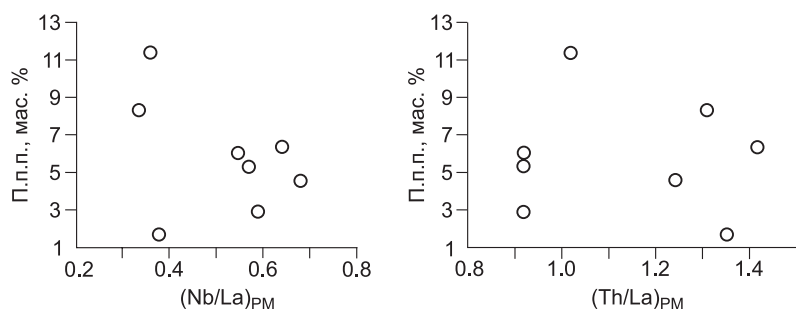


Рис. 4. Вариации величин отношений $(\text{Nb}/\text{La})_{\text{PM}}$ и $(\text{Th}/\text{La})_{\text{PM}}$ от п.п.п. в метавулканитах тыйского вулканогенного комплекса.

Таблица 2. Содержание петрогенных компонентов (мас. %) и некоторых редких элементов (г/т) в метавулканиках тийского вулканического комплекса

Компонент	O-10	O-15	OA-3	O-17	O-6	O-12	OA-1	O-18	O-7	O-11	OA-2	O-13	O-1	O-4	O-3	O-9	O-2	O-5
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	45.36	46.94	47.14	47.61	48.91	49.27	49.52	49.67	49.78	50.02	51.24	51.62	51.83	51.94	52.30	52.41	52.43	53.27
TiO ₂	1.25	1.07	1.14	1.11	1.62	0.94	1.06	1.02	1.57	1.49	1.32	1.37	0.83	0.77	0.81	0.83	0.92	0.73
Al ₂ O ₃	16.64	14.97	16.32	17.26	15.78	13.77	16.98	15.23	14.90	13.72	14.24	15.42	15.16	15.52	14.73	16.33	14.35	15.30
Fe ₂ O ₃	5.79	2.64	5.95	3.33	5.81	3.52	2.94	2.35	6.77	8.24	7.30	2.37	3.23	3.53	3.28	5.44	2.66	0.18
FeO	9.97	9.43	9.05	9.23	10.40	10.87	5.69	11.90	7.51	8.44	6.00	7.73	6.50	5.57	6.58	4.52	8.83	8.83
MnO	0.24	0.23	0.23	0.22	0.23	0.26	0.17	0.24	0.22	0.29	0.22	0.20	0.18	0.18	0.19	0.16	0.20	0.19
MgO	7.95	10.60	7.68	8.80	7.06	7.48	7.32	7.74	5.37	5.96	6.03	7.98	7.14	7.01	7.03	5.92	7.15	6.55
CaO	10.24	10.79	9.88	10.26	7.15	11.08	13.22	9.10	10.35	7.17	11.78	10.17	11.77	12.81	12.07	10.34	11.38	11.33
Na ₂ O	2.38	2.34	2.43	1.66	2.77	2.63	2.76	2.56	3.10	4.43	1.51	2.66	3.10	2.34	1.98	3.47	1.83	3.35
K ₂ O	0.11	0.82	0.11	0.44	0.10	0.10	0.29	0.10	0.21	0.10	0.26	0.40	0.16	0.26	0.93	0.46	0.16	0.17
P ₂ O ₅	0.07	0.16	0.06	0.08	0.17	0.07	0.04	0.07	0.21	0.13	0.11	0.07	0.09	0.07	0.09	0.10	0.08	0.09
FeO*	15.18	11.81	14.40	12.23	15.63	14.04	8.34	14.01	13.60	15.85	12.57	9.86	9.40	8.75	9.53	9.42	11.22	8.99
Cr	88	329	176	189	62	63	74	162	76	85	67	197	207	250	196	330	144	253
V	350	219	182	210	349	356	309	350	487	598	290	222	263	192	230	228	303	230
Co	60	67	44	63	64	70	57	64	61	74	45	45	59	43	54	50	55	43
Ni	82	160	81	98	75	96	75	114	59	88	64	83	112	92	108	96	95	69
Cu	150	88	94	140	170	150	150	240	82	150	90	80	118	46	21	170	80	51
Nb	4.5	7.1	7.3	5.5	10.6	6.0	6.5	5.0	10.6	7.9	3.3	7.1	4.1	5.4	5.8	5.8	4.6	4.0
Zr	69	63	68	80	108	48	103	52	127	83	63	65	68	74	83	82	69	58
Y	26	16	19	21	34	21	27	24	30	32	23	19	19	17	21	18	22	13
al'	0.70	0.66	0.72	0.81	0.68	0.63	1.06	0.69	0.76	0.61	0.74	0.85	0.90	0.96	0.87	1.03	0.77	0.98
mg#	52.3	65.3	52.8	60.1	48.6	52.8	64.8	53.7	45.3	44.1	50.2	62.9	61.4	62.7	60.8	56.9	57.2	60.4

Нормативный минеральный состав по методу CIPW, об. %																		
Оливин	20.28	20.49	13.35	8.27	4.12	9.24	10.03	31.85	4.27	14.52	—	—	3.96	—	—	2.82	—	0.26
Диопсид	12.11	18.35	11.59	8.58	3.09	22.09	23.57	10.24	18.06	13.25	20.00	14.56	22.72	23.62	22.73	16.83	19.03	21.55
Гиперстен	1.04	—	9.68	18.16	26.29	10.12	—	—	12.41	4.31	18.43	21.76	10.38	14.66	16.05	11.66	20.16	14.30
Платиоклаз	62.35	50.34	61.42	58.78	61.57	54.86	61.64	52.45	59.84	63.24	50.03	57.50	59.58	56.71	50.57	63.23	51.72	60.66
Другие	2.67	9.51	2.55	4.86	2.93	2.52	3.49	4.33	3.49	2.84	9.91	4.53	2.37	4.08	9.67	4.48	7.96	2.36

Примечание. 1—14 — базальты, 15—18 — андезитобазальты; $al' = Al_2O_3/(MgO + FeO + Fe_2O_3)$ (мас. %) — коэффициент глиноземаистости. $mg\# = 100 \cdot Mg/(Mg + Fe^{2+})$, где $Mg = MgO/40.32$, $Fe^{2+} = Fe_2O_3 \cdot 0.8998 \cdot 0.85/71.85$ — коэффициент магнетизальности; FeO^* — суммарное железо. Определение содержаний Cr, V, Co, Ni, Cu, Nb, Y и Zr выполнены методом РФА. Анализы пересчитаны на «сухой остаток».

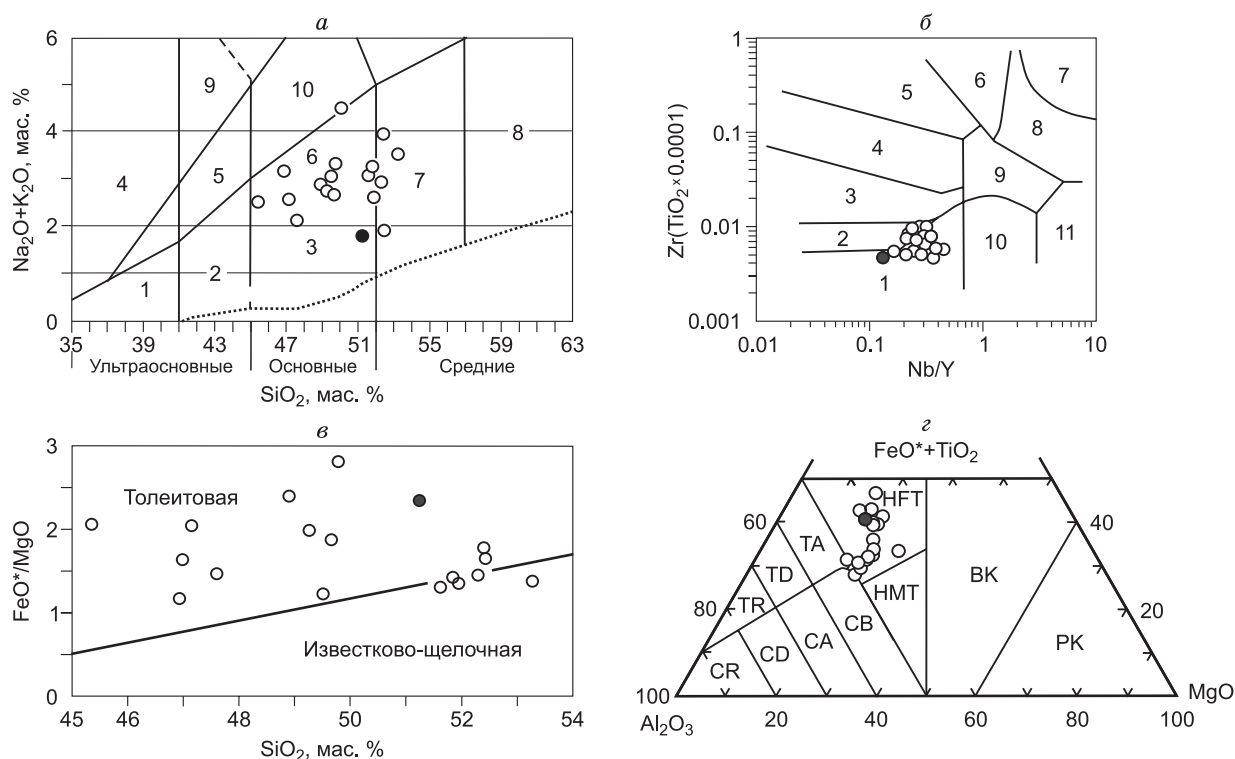


Рис. 5. Классификационные диаграммы для метавулканитов тейского вулканогенного комплекса.

Залитый кружок — проба, из которой были выделены цирконы.

a — TAS, по [Петрографический..., 2009]: 1 — пикриты, 2 — ультраосновные пикробазальты, 3 — основные пикробазальты, 4 — щелочные пикриты, 5 — умеренно щелочные пикробазальты, 6 — базальты, 7 — андезибазальты, 8 — андезиты, 9 — щелочные пикробазальты, 10 — трахибазальты.

б — Nb/Y—Zr/(TiO₂·0.0001), по [Winchester, Floyd, 1977]: 1 — субщелочные базальты, 2 — андезибазальты, 3 — андезиты, 4 — риодациты, дациты, 5 — риолиты, 6 — комендиты, пантеллериты, 7 — фонолиты, 8 — трахиты, 9 — трахиандезиты, 10 — щелочные базальты, 11 — базаниты, нефелиниты.

в — SiO₂—FeO*/MgO, по [Miyashiro, 1970]. *г* — Al₂O₃—(FeO*+TiO₂)—MgO, по [Jensen, 1976]. Поля составов вулканитов толеитовой серии: TA — андезиты, TD — дациты, TR — риолиты, HFT и HMT — высокожелезистые и высокомагнезиальные базальты; вулканиты известково-щелочной серии: CB — базальты, CA — андезиты, CD — дациты, CR — риолиты; BK и PK — базальтовые и пикритовые коматиты.

цвета, призматического и дипирамидального габитуса со слабокорродированной поверхностью, стеклян-ным блеском (рис. 7, 1-й тип) и коэффициентом удлинения 1.25—3.50. Величина массы среднего кри-сталла $13.7 \cdot 10^{-6}$ г. Морфологические особенности свидетельствуют о его магматическом происхожде-нии [Краснобаев, 1986; Corfu et al., 2003; Hoskin, Schaltegger, 2003; Володичев, 2005; Аранович и др., 2013; и др.]. Вторая разновидность светло-желтого цвета с жирным блеском представлена окатанными (скорее всего, оплавленными) преимущественно прозрачными зернами (см. рис. 7, 2-й тип). Средний размер 0.14×0.14 мм и коэффициент удлинения 1.0—1.1. Величина массы среднего кристалла $10.9 \cdot 10^{-6}$ г. Эту разновидность можно отнести к типу «детритовых цирконов», зерна которого испытали воздей-ствие магматического расплава. Следует заметить, что цирконы при метаморфизме фации зеленых сланцев не образуются [Краснобаев, 1986].

Результаты U-Pb изучения цирконов представлены в табл. 4. Для первой разновидности цирконов с низкими содержаниями U и Pb, характерными для магматических цирконов [Баянова, 2004], получен конкордантный возраст, равный 915 ± 5 млн лет (см. рис. 7). Этот возраст интерпретируется нами как время кристаллизации метабазальтов тейского вулканогенного комплекса.

Более древний конкордантный возраст, равный 1870 ± 10 млн лет (см. рис. 7), установлен для второй разновидности циркона с более высокими концентрациями U и Pb (см. табл. 4). Полученный палеопротерозойский возраст свидетельствует о принадлежности этого циркона к древним метаморфи-ческим породам Сибирского кратона. Так, например, он сопоставим с возрастом метапорфиров (1863 млн лет) иловирской «свиты», подстилающей породы тейской свиты, гнейсогранитов (1872 млн лет)

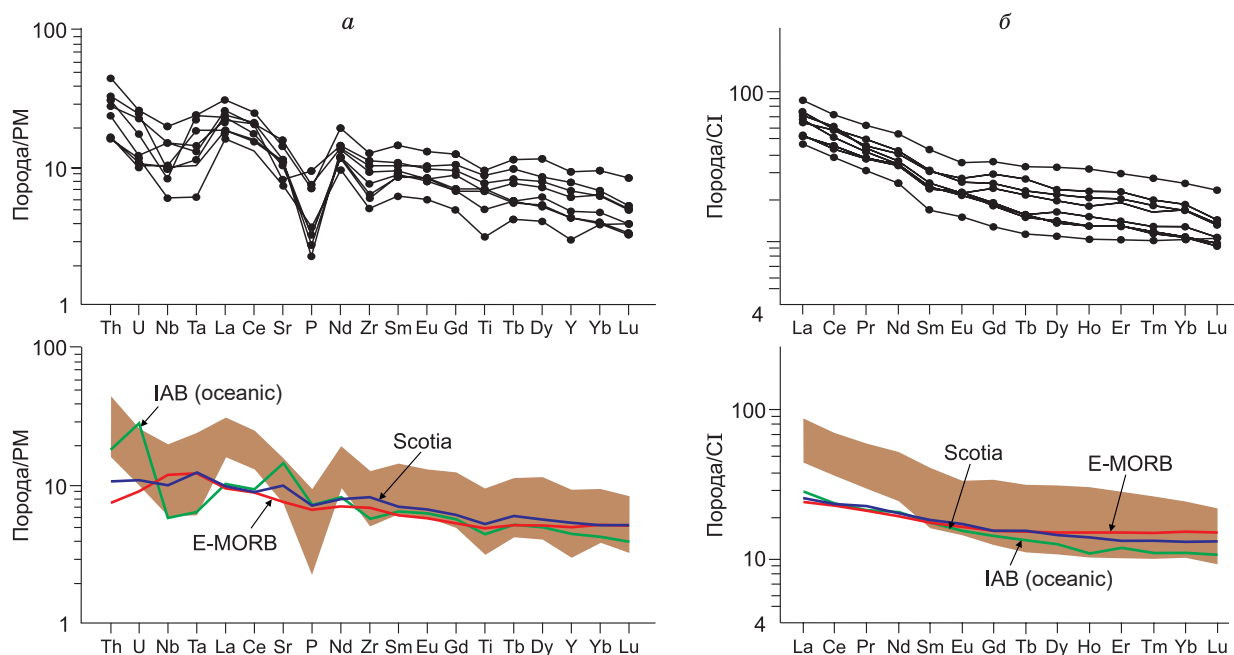


Рис. 6. Мультиэлементные спектры (а), нормализованные к составу примитивной мантии (PM) [McDonough, Sun, 1995], и спектры распределения редкоземельных элементов (б), нормализованные к хондриту C1 [McDonough, Sun, 1995], для метабазальтов тыйского вулканогенного комплекса.

Средние составы IAB (oceanic), по [Kelemen et al., 2003], и E-MORB, по [Sun, McDonough, 1989]; Scotia — базальты задугового бассейна Скотия Сэндвичевой островной дуги, по [Kelemen et al., 2003]. Бежевое поле — область составов тыйских метабазальтов.

Маректинского и Унгдарского блоков, абчадских граносиенитов (1861 млн лет) и метариолитов (1863 млн лет) Кутимского выступа (см. рис. 1) [Неймарк и др., 1990; Рыцк и др., 2006]. Близкие возрасты (1877, 1875, 1870 млн лет) получены для кислых вулканитов южной части Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса (южная краевая часть Сибирского кратона) [Донская и др., 2008].

Изотопный состав Sr и Nd. Результаты всех изотопных исследований представлены в табл. 5. Величина первичных отношений изотопов Sr ($I_{Sr}(T)$), изученных в трех образцах, колеблется в пределах 0.70602—0.70732. Шесть образцов характеризуются широкой вариацией значений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.51162—0.51217) и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (0.1288—0.1497). Рассчитанные значения $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ на возраст 915 млн лет составили $-3.5 \dots -11.9$.

Изотопия кислорода. Изотопный состав кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) в шести проанализированных образцах варьирует в широком диапазоне (9.0—15.2) ± 0.2 ‰. Эти данные указывают на заметное обогащение тыйских метабазальтов тяжелым изотопом кислорода относительно мантийного значения ($\delta^{18}\text{O} = 5.7 \pm 0.2$ ‰ SMOW), по [Rollinson, 1994].

Рис. 7. U-Pb диаграмма с конкордией, построенная по результатам ID-TIMS анализа зерен циркона из метабазальта тыйского вулканогенного комплекса (обр. ОА-2).

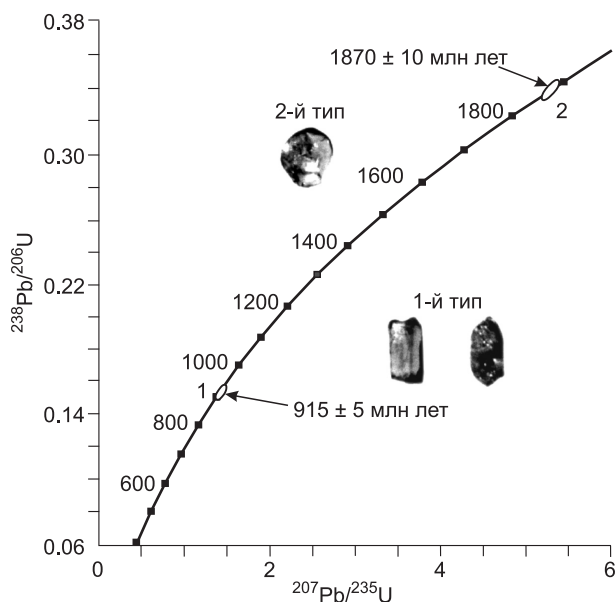


Таблица 3. Содержание редких элементов в метавулканитах тыйского вулканогенного комплекса, г/т

Элемент	O-5	O-13	OA-3	O-17	OA-1	O-6	O-7	O-8
	1	2	3	4	5	6	7	8
Rb	5.0	10.50	7.60	10.90	6.0	0.64	2.5	0.1
Th	1.39	1.42	1.41	2.58	2.76	2.33	2.01	3.66
U	0.25	0.23	0.23	0.37	0.52	0.48	0.26	0.55
Nb	4.05	7.10	7.30	5.50	6.50	10.60	10.60	13.70
Ta	0.23	0.37	0.38	0.34	0.44	0.57	0.52	0.94
Zr	58	65	68	80	103	108	127	142
Pb	3.76	3.55	2.22	3.12	7.20	4.47	3.78	4.50
Sr	146	236	230	217	241	339	164	305
Hf	1.42	1.45	0.29	0.30	0.55	0.77	1.26	1.45
Y	13.4	19.0	19.0	21.0	27.0	34.0	30.0	40.0
La	11.10	12.58	12.50	16.00	16.63	15.29	17.74	21.00
Ce	24.00	26.82	28.00	31.00	37.15	35.70	36.19	44.00
Pr	2.88	3.53	3.57	3.86	4.10	4.23	4.59	5.80
Nd	12.00	15.51	15.88	16.00	16.79	18.63	19.60	25.00
Sm	2.60	3.53	3.55	3.67	3.88	4.66	4.62	6.40
Eu	0.90	1.27	1.27	1.21	1.25	1.57	1.49	2.10
Gd	2.70	3.72	3.83	3.76	4.77	5.84	5.18	7.20
Tb	0.43	0.57	0.59	0.59	0.78	0.99	0.83	1.20
Dy	2.79	3.66	3.50	4.19	4.86	5.76	5.35	8.10
Ho	0.58	0.74	0.74	0.87	1.01	1.25	1.13	1.74
Er	1.67	2.17	2.15	2.38	3.06	3.64	3.21	4.78
Tm	0.25	0.29	0.30	0.33	0.42	0.49	0.44	0.69
Yb	1.72	1.76	1.77	2.14	2.84	3.05	2.79	4.19
Lu	0.27	0.23	0.24	0.27	0.35	0.37	0.34	0.57
Σ REE	63.89	76.38	77.89	86.27	97.89	101.47	103.50	132.77
Eu/Eu*	1.06	1.09	1.08	1.01	0.91	0.94	0.95	0.97
(La/Yb) _N	4.38	4.85	4.80	5.08	3.98	3.41	4.32	3.40
(La/Sm) _N	2.66	2.22	2.20	2.72	2.68	2.05	2.40	2.05
(Gd/Yb) _N	1.27	1.71	1.75	1.42	1.36	1.55	1.50	1.39
(Nb/Th) _{PM}	0.35	0.61	0.63	0.26	0.21	0.55	0.64	0.45
(Nb/La) _{PM}	0.36	0.56	0.57	0.34	0.38	0.68	0.59	0.64
(Th/La) _{PM}	1.02	0.92	0.92	1.31	1.35	1.24	0.92	1.42
(Th/U) _{PM}	1.39	1.54	1.53	1.74	1.81	1.21	1.93	1.66
Nb/U	16.20	30.87	31.74	14.86	12.50	22.08	40.77	24.91
Ce/Nb	5.92	3.78	3.84	5.64	5.71	3.37	3.41	3.21

Примечание. Содержания Nb, Zr, Sr, Y определены методом РФА, остальные элементы — методом ICP-MS; Eu/Eu* = 2Eu_N/(Sm_N + Gd_N). Анализы расположены по возрастанию Σ REE. *N* — значения нормализованы по составу хондрита CI, PM — значения нормализованы по составу примитивной мантии [McDonough, Sun, 1995].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

О фракционной кристаллизации. Полученные минералого-геохимические данные свидетельствуют, что при формировании метавулканитов тыйского комплекса достаточно четко проявились процессы фракционной кристаллизации базальтового расплава. Несмотря на интенсивные преобразования в условиях зеленосланцевой фации, «память» о фракционировании расплава сохранилась в синхронных изменениях составов вторичных минералов (хлорита, актинолита, эпидота) (рис. 8). Эти гидроксилсодержащие минералы образовались в результате замещения первичных сосуществующих Fe-Mg силикатов (оливин, орто- и клинопироксены, Са-амфиболы), состав которых контролировался валовым соста-

Таблица 4. Изотопные U-Pb данные для магматического (1) и детритового (2) цирконов (пр. ОА-2)

Разновидность циркона	Навеска, мг	Концентрация, г/т		Изотопные отношения*				Возраст, млн лет**			D, %
		Pb	U	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	
1	0.008	16.15	43.11	415.16	0.151 ± 0.002	1.486 ± 0.019	0.0807 ± 0.0005	920 ± 45	915 ± 10	910 ± 5	-0.2
2	0.020	36.69	93.31	886.00	0.337 ± 0.004	5.316 ± 0.083	0.1144 ± 0.0009	1872 ± 25	1871 ± 29	1870 ± 15	-0.1

Примечание. D — дискордантность.

* Все отношения скорректированы на холостое загрязнение 1 пг для Pb и 10 пг для U и масс-дискриминацию 0.12 ± 0.04 %.

** Коррекция на примесь обыкновенного свинца сделана на возраст по модели [Stacey, Kramers, 1975].

Таблица 5. Результаты исследования Rb-Sr, Sm-Nd и O изотопных систем в метабазальтах тийского вулканогенного комплекса

№ образца	Rb	Sr	$\frac{{}^{87}\text{Rb}}{{}^{86}\text{Sr}}$	$\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}$	$I_{\text{Sr}}(T)$	Sm	Nd	$\frac{{}^{147}\text{Sm}}{{}^{144}\text{Nd}}$	$\frac{{}^{143}\text{Nd}}{{}^{144}\text{Nd}}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$, млн лет	$\delta^{18}\text{O}$, ‰
	г/т					г/т						
O-5	—	—	—	—	—	2.26	10.56	0.1288	0.51162	−11.9	2736	15.2
O-6	0.64	339.0	0.004	0.70737	0.70732	4.84	19.47	0.1497	0.51217	−3.5	2316	10.4
O-7	—	—	—	—	—	5.25	22.44	0.1409	0.51203	−5.3	2340	10.1
O-13	10.50	236.0	0.150	0.70799	0.70602	4.20	18.65	0.1356	0.51192	−6.8	2388	9.0
OA-1	—	—	—	—	—	4.39	19.59	0.1349	0.51181	−9.0	2591	9.7
OA-3	7.60	230.0	0.119	0.70780	0.70625	3.93	17.82	0.1328	0.51187	−7.4	2397	10.1

вом породы. Поэтому вторичные минералы могли унаследовать первичные взаимосвязи, возникающие при кристаллизации магматического расплава [Лик, 1967; Хауи, 1967]. Другим свидетельством возможного фракционирования расплава является четкая зависимость между магнезиальностью (mg#) и основными петрогенными компонентами (рис. 9). Причем с уменьшением mg# наблюдается рост содержаний FeO^* и TiO_2 и, напротив, уменьшение концентраций CaO и Al_2O_3 , что указывает, скорее всего, на фракционирование с участием клинопироксена и/или плагиоклаза.

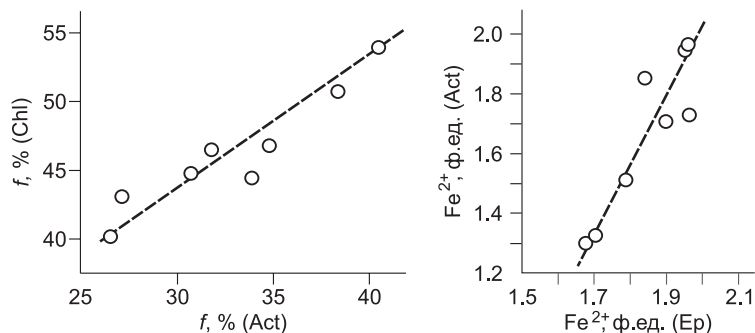
Значительные вариации величины mg#, а также положение фигуративных точек на вариационных диаграммах (см. рис. 8, 9) позволяют сделать вывод об определенной роли процессов фракционной кристаллизации при формировании исследованных пород.

О возможной роли коровой контаминации и влиянии «субдукционной компоненты». Изученные вулканиды характеризуются широким разбросом концентраций наиболее несовместимых элементов (Nb, Ce, La, Yb, Th, U, Zr) (см. табл. 3; рис. 3), но в то же время демонстрируют близкие величины отношений этих элементов, которые не зависят от процессов фракционной кристаллизации и могут отражать состав источника. Метабазальты имеют отчетливый максимум по Th, поэтому величина отношения $(\text{Nb}/\text{Th})_{\text{PM}}$ во всех пробах (см. табл. 3) меньше единицы (0.21—0.64), указывающая на обогащение Th относительно Nb. Также следует отметить и высокие значения величины $(\text{Th}/\text{La})_{\text{PM}}$, изменяющиеся от 0.92 до 1.42. Считается, что образование базальтов, обогащенных Th, а также LREE ($(\text{La}/\text{Sm})_N > 1$), относительно Nb, может происходить за счет мантийных источников, содержащих субдукционный компонент, либо связано с контаминированием коровым материалом [Fitton et al., 1988; Туркина, Ножкин, 2008; Dampare et al., 2008]. Об этом свидетельствует диаграмма Th/Yb—Nb/Yb (рис. 10, а), на которой

Рис. 8. Диаграммы составов главных породообразующих минералов метабазальтов тийского вулканогенного комплекса.

Зависимость между железистостью (f) актинолита (Act) и хлорита (Chl) (а); зависимость содержания железа (Fe^{2+}) в составах эпидота (Ep) и актинолита (Act) (б).

Диаграммы построены по данным табл. 1.



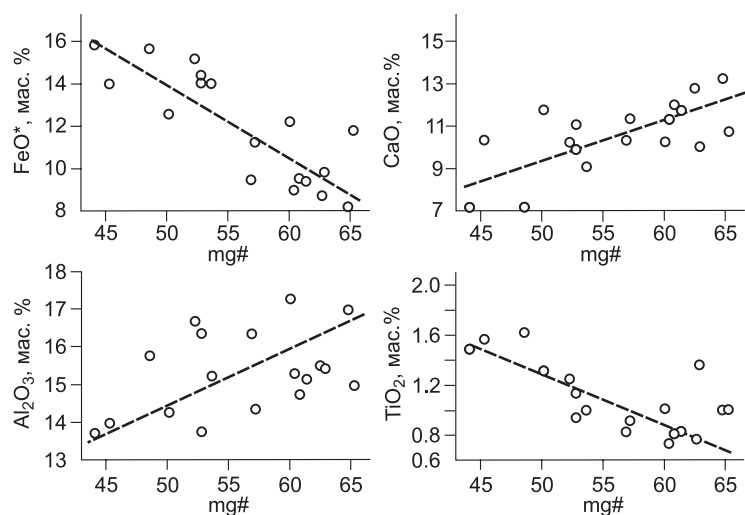


Рис. 9. Диаграммы зависимостей содержаний FeO^* , CaO , Al_2O_3 и TiO_2 от магнезиальности (mg#) для составов метабазальтов тыйского вулканогенного комплекса.

Диаграммы построены по данным табл. 2.

фигуративные точки составов тыйских метавулканитов располагаются вне поля базальтов N-MORB—E-MORB—OIB и попадают в область пород с подобной двойственной характеристикой (SZ/CC). Вместе с тем наблюдается отчетливое обеднение Nb относительно LREE $(\text{Nb/La})_{\text{PM}} = 0.3\text{—}0.6$ и повышенное отношение $(\text{La/Sm})_{\text{N}} = 2.1\text{—}$

2.7) (см. табл. 3). Отсюда следует, что причиной обогащения легкими лантаноидами базальтов не может быть коровая контаминация в процессе взаимодействия базальтового расплава, поднимающегося к поверхности, с породами коры [Туркина, Ножкин, 2008]. Таким образом, мы приходим к выводу, что выявленные геохимические особенности тыйских метавулканитов не связаны с контаминацией коровым веществом, а имеют свойства обогащенного мантийного источника.

Приведенные геохимические данные вполне соотносятся с полученными изотопными характеристиками. Для тыйских метавулканитов при заметном разбросе изотопного состава типичны, как отмечено выше, отрицательные значения $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$, низкие отношения изотопов Nd, высокие — Sr и обогащение ^{18}O по сравнению с базальтами MORB (см. табл. 5), что возможно при добавлении к составу мантийного источника, как это демонстрируется на рис. 11, обогащенного компонента EM I или EM II. Формирование таких мантийных компонентов традиционно связывают с некоторой добавкой корового материала в форме субдупированных осадков океанической коры, а также с влиянием морской воды, которая может играть важную роль как дополнительный источник радиогенного ^{87}Sr [Фор, 1989]. Примерами подобного могут служить базальты островной дуги Банда (Индонезия), высокие изотопные отношения Sr в которых объясняется широким участием материала измененной океанической коры, погружавшейся в зону субдукции [Whitford et al., 1981].

Геодинамические следствия. Как было отмечено выше, особенностями составов тыйских метабазальтов является широкая вариация содержаний несовместимых элементов от IAB до близких к E-MORB, что наглядно демонстрируют их спектры распределения (см. рис. 6), а также диаграммы в

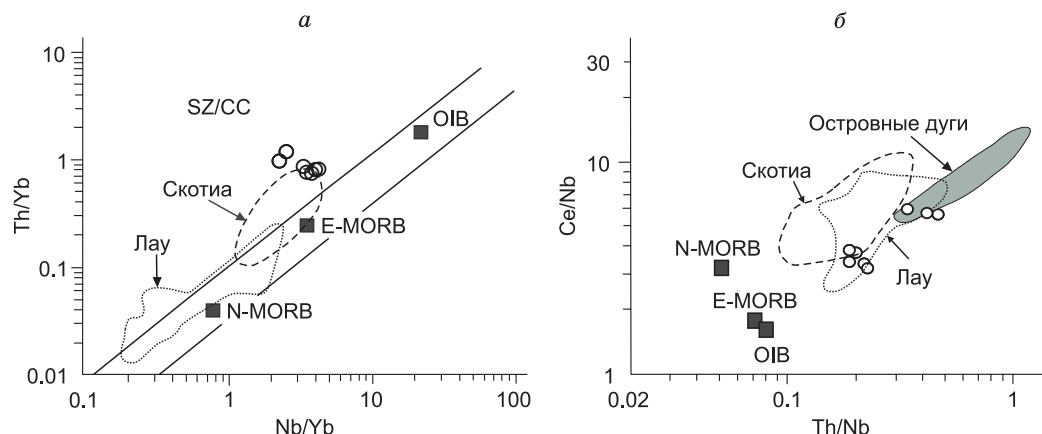
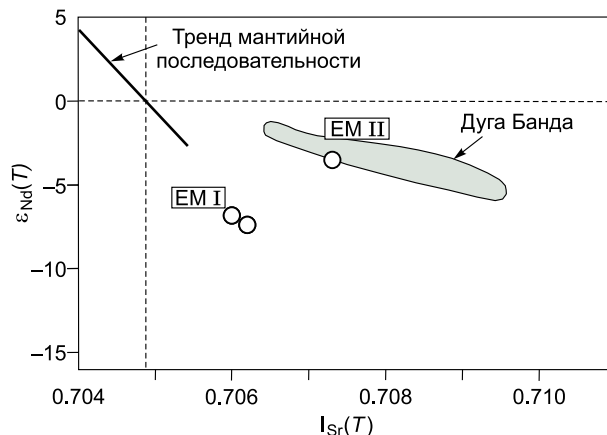


Рис. 10. Диаграммы Th/Yb — Nb/Yb , по [Dampare et al., 2008], (a) и Ce/Nb — Th/Nb , по [Saunders et al., 1988] с изменениями, (б) для метабазальтов тыйского вулканогенного комплекса.

Составы N-MORB, E-MORB и OIB, по [Sun, McDonough, 1989]; SZ/CC — область пород, формирующихся за счет мантийных источников, содержащих субдукционный компонент и/или контаминированных коровым материалом. Поля базальтов: островных дуг, по [Saunders et al., 1991], задугового бассейна Лай, по [Falloon et al., 1992; Keller et al., 2008], и Скотия, по [Leat et al., 2004].

Рис. 11. Положение изотопного состава метабазальтов тийского вулканогенного комплекса на диаграмме в координатах: $\epsilon_{Nd}(T)$ — $I_{Sr}(T)$.

ЕМ I — обогащенная мантия с высоким Rb/Sr, ЕМ II — обогащенная мантия с высоким Nd/Sm, по [Hart, 1988; Hofmann, 1997]. Поле базальтов островной дуги Банда (Индонезия), по [Фор, 1989].



координатах V — $Ti/1000$ и TiO_2 — FeO^*/MgO , на которых фигуративные точки составов охватывают поля IAB и MORB (рис. 12, а, б). Кроме того, от типичных островодужных вулканитов рассматриваемые породы отличаются более высокой обогащенностью LREE и обедненностью Nb относительно Th и La, близостью среднего уровня содержаний переходных элементов к значениям для E-MORB ($Cr = 233.2$, $V = 290.8$, $Ni = 112.9$ г/т) [Sun, McDonough, 1989], отсутствием четко выраженного максимума по Sr, что предполагает иную геодинамическую природу родоначальных расплавов. Базальтоиды с подобными двойственными признаками могли формироваться в системе островная дуга—задуговой бассейн, как это было показано, например, для вулканических комплексов фундамента Западно-Сибирской плиты [Симонов и др., 2020].

Считается, что составы вулканитов задуговых бассейнов могут зависеть от длительности и интенсивности спрединга, расположения области задугового спрединга относительно самой дуги и ряда других факторов [Сондерс, Тарни, 1987]. Поэтому базальтоиды в пределах задугового бассейна могут различаться заметными вариациями своего состава от E-MORB и IAB вплоть до OIB. Следует заметить, что некоторые отличия химического состава базальтов от типичных MORB описаны и для некоторых современных задуговых бассейнов, например, Скотия Сэндвичевой островной дуги или Лау тройного сочленения Кинга (см. рис. 10), сравнение с которыми по геохимическим параметрам показало близость тийских метавулканитов именно базальтам задуговых бассейнов (см. рис. 12, а, б). Этот вывод демон-

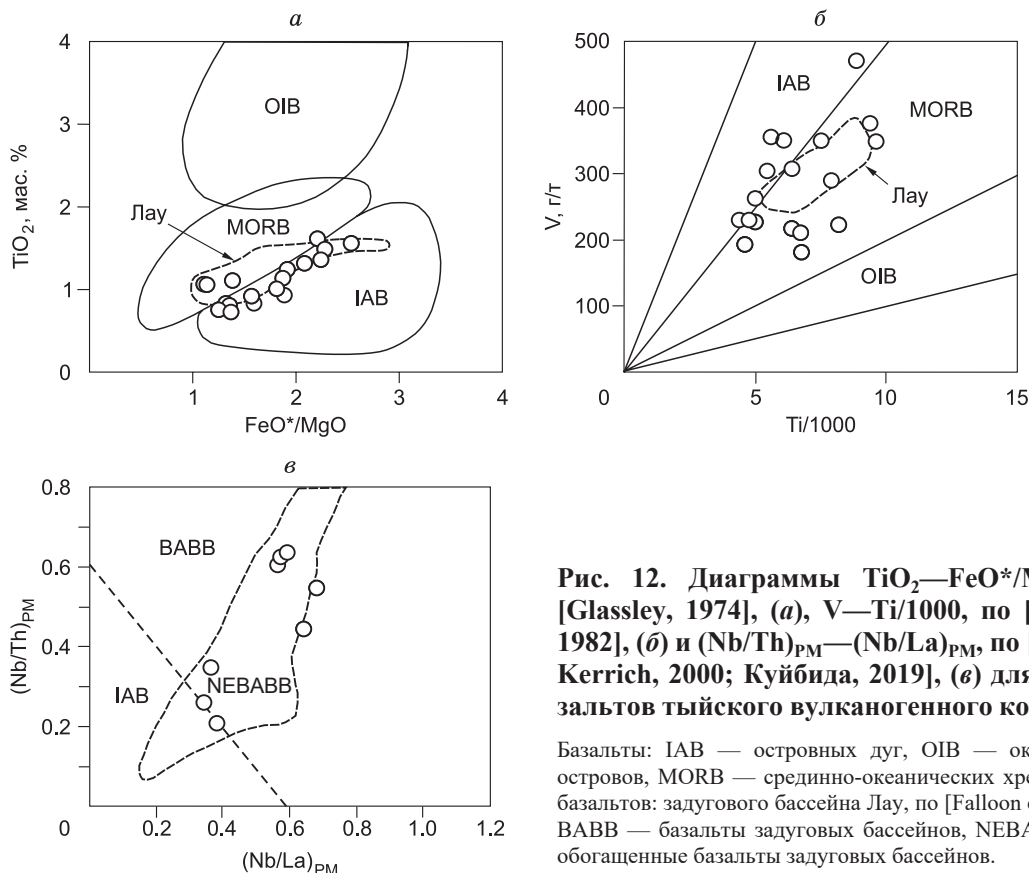


Рис. 12. Диаграммы TiO_2 — FeO^*/MgO , по [Glassley, 1974], (а), V — $Ti/1000$, по [Shervais, 1982], (б) и $(Nb/Th)_{PM}$ — $(Nb/La)_{PM}$, по [Hollings, Kerrich, 2000; Куйбида, 2019], (в) для метабазальтов тийского вулканогенного комплекса.

Базальты: IAB — островных дуг, OIB — океанических островов, MORB — срединно-океанических хребтов. Поле базальтов: задугового бассейна Лау, по [Falloon et al., 1992]; BABB — базальты задуговых бассейнов, NEBABB — Nb-обогащенные базальты задуговых бассейнов.

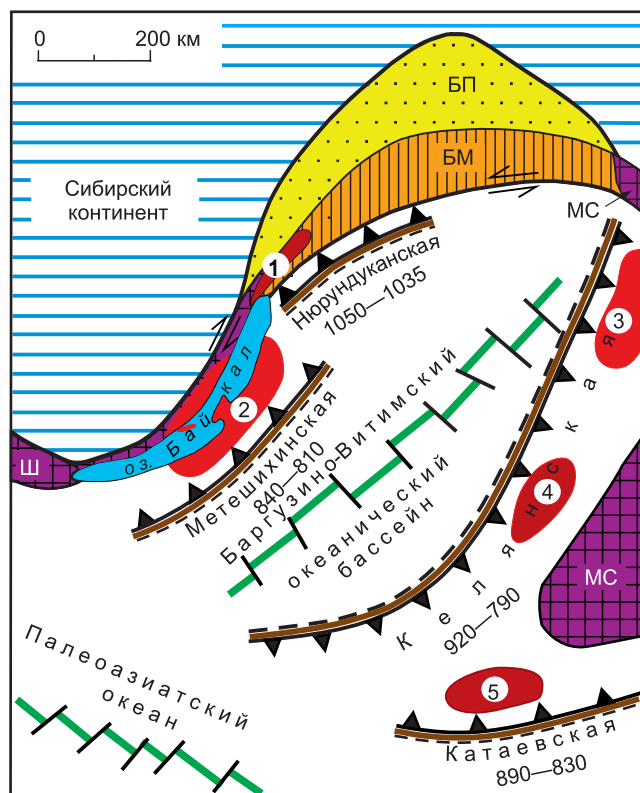


Рис. 13. Фрагмент палеогеодинамической реконструкции неопротерозойской активной окраины Сибирского континента и Палеоазиатского океана, по [Гордиенко, 2019].

1 — Сибирский континент; 2 — выступы фундамента Сибирского кратона (Ш — Шарыжгайский, МС — Муйско-Становой); 3 — Байкало-Патомская пассивная окраина (БП); 4 — Байкало-Муйский вулканоплутонический пояс с задуговыми ареалами островодужного и внутриплитного магматизма (БМ); 5 — предполагаемые зоны спрединга в Баргузино-Витимском океаническом бассейне и Палеоазиатском океане; 6 — островные дуги с указанием возраста, ориентировки зон субдукции (треугольники), положение аккреционного клина (штриховая линия) и задуговые ареалы внутриплитного и островодужного магматизма, показанные красным цветом (цифры в кружочках: 1 — Олоkitский прогиб, 2 — Ольхон-Урбиканский, 3 — Кедровско-Ирокиндинский; 4 — Амалят-Верхневитимский; 5 — Малхано-Яблонувый); 7 — крупные сдвиги. Масштаб дан для Сибирского континента; островные дуги, спрединговые зоны и ареалы задугового внутриплитного и островодужного магматизма показаны вне масштаба.

стрирует также диаграмма в координатах $(\text{Nb}/\text{Th})_{\text{PM}} - (\text{Nb}/\text{La})_{\text{PM}}$, на которой составы изученных пород располагаются в области базальтов задуговых бассейнов, попадая, в частности, в поле Nb-обогащенных вулканитов (см. рис. 12, в).

Таким образом, отнесение тийских метабазальтов к вулканитам спрединговой зоны задугового бассейна естественно ставит вопрос о существовании сопряженной островной дуги. Анализ геологического строения района показывает, что такой структурой могла быть Нюрундуканская дуга энсиматического типа (рис. 13) [Гордиенко, Метелкин, 2016; Гордиенко, 2021], отдельные фрагменты которой наблюдаются в пределах Кичерской зоны Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса. По данным [Цыганков, 2005; Рыцк и др., 2007, 2011], строение Кичерской зоны определяется системой сложнодеформированных тектонических пластин различной мощности. Нюрундуканская толща образует нижнюю пластину мощностью более 2 км. В ее составе преобладают метаультрабазит-базиты, ортоамфиболиты, амфиболовые и биотит-амфиболовые плагиогнейсы, прорванные многочисленными гранитоидными интрузиями. Среди амфиболитов отмечаются двупироксеновые кристаллосланцы (гранулиты), и эндербит-чарнокитовые гнейсы [Макрыгина и др., 1993]. Несмотря на глубокие метаморфические преобразования, по петро- и геохимическим параметрам амфиболиты в целом соответствуют толеитовым базальтам океанических островных дуг, а в некоторых случаях тяготеют к производным задуговых зон спрединга [Конников и др., 1999; Гордиенко, 2021].

Возраст формирования нюрундуканских базальтов оценивается в интервале 1.0—0.8 млрд лет при единичных определениях величины $\epsilon_{\text{Nd}}(1.0)$ от 5.6 до 7.9, соответствующих значениям неопротерозойской деплетированной мантии [Неймарк и др., 1991; Рыцк и др., 2007]. В кичерской свите островодужные толеитовые базальты ассоциируют с метаосадочными терригенными отложениями с рассчитанными на максимальный возраст осадконакопления 1.0 млрд лет величинами $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ от 4.8 до 7.0, свидетельствующими о преобладании в источниках сноса ювенильного материала раннебайкальского возраста. Предполагается, что такими породами могли выступать нюрундуканские базальты [Рыцк и др., 2007]. Возраст 915 ± 5 млн лет метабазальтов тийского вулканогенного комплекса, по-нашему мнению, фиксирует одну из ранних стадий раскрытия задугового бассейна Нюрундуканской островодужной системы. В отличие от вулканитов главного тела этой дуги, тийские базальты имеют отрицательные величины $\epsilon_{\text{Nd}}(915)$, указывающие на источник магматизма — древнюю литосферную мантию. Об этом же свидетельствует неоархей-палеопротерозойский модельный возраст протолита $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 2.736 - 2.316$ млрд лет (см. табл. 5), что сближает его с протолитом магматитов Нюрундуканской дуги — 2.8—2.4 млрд лет [Рыцк и др., 2007]. Таким образом, можно считать, что Олоkitский прогиб, по крайней мере на своей ранней стадии развития, являлся составной частью задугового бассейна Ню-

рундуканской островодужной системы, а тыйские базальты маркировали задуговую палеоспрединовую зону. Заметим, что на сопредельных территориях Центрально-Азиатского складчатого пояса признаки задуговых бассейнов (см. рис. 13) были выявлены также и в более молодых островодужных системах (Келянская, Метешихинская, Катаевская) позднебайкальского этапа развития пояса [Гордиенко, 2021; Макрыгина, 2021].

В результате более поздних коллизионных процессов и крупных сдвиговых перемещений, затронувших всю структуру БМП, породные комплексы Нюрундуканской островной дуги оказались деформированными, разрозненными и перемещенными от мест своего первоначального формирования. В настоящее время все эти фрагменты островной дуги относятся к супрасубдукционным образованиям [Добрецов, 1983; Цыганков, 2005]. Одним из таких мощных сдвиговых перемещений является Кичеро-Мамский разлом, движения по которому продолжались вплоть до кембрия. Он маркируется габброидными массивами чая-нюрундуканского интрузивного комплекса (см. рис. 1) с возрастом 630—580 млн лет, отвечающим позднебайкальскому этапу развития БМП [Булгатов, 2015].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты проведенных исследований позволяют сделать следующие выводы:

1. Вулканы тыйского комплекса Олоkitского прогиба в результате метаморфизма превращены в зеленые сланцы. Они сложены хлоритом, актинолитом, эпидотом и альбитом. В качестве второстепенных и редких минералов фиксируются кварц, титанит, ильменит, магнетит, апатит, циркон, халькопирит, пентландит. Составы сосуществующих главных минералов коррелируются между собой, что свидетельствует о равновесной кристаллизации.

2. Изученные породы имеют возраст 915 ± 5 млн лет (U-Pb метод, циркон), по составу отвечают нормально-щелочным толеитовым базальтам, реже андезитобазальтам. Они образуют фракционированный ряд с вариацией значений магнезиальности (mg#) в интервале 45—65, с умеренными содержаниями TiO_2 (0.75—1.54 мас. %), низкими P_2O_5 (0.04—0.25 мас. %) и существенным преобладанием содержания натрия над калием ($Na_2O/K_2O = 2.1—50.0$).

3. Метабазальты характеризуются различной степенью обогащения несовместимыми элементами и несут черты двойственности от IAB до E-MORB. Предполагается, что основным фактором при формировании изотопно-геохимических свойств тыйских базальтов является участие рециклированного материала океанической коры в процессах плавления в зоне субдукции. Анализ полученных данных позволяет идентифицировать метавулканы тыйского вулканогенного комплекса как базальты зоны спрединга задугового бассейна. Предполагаемый задуговой бассейн Олоkitского прогиба являлся составной частью позднемезопротерозойской Нюрундуканской островодужной системы, а тыйские базальтоидные породы маркируют задуговой палеоспрединг этой системы.

Авторы выражают благодарность Т.Б. Баяновой (ГИ КНЦ РАН) за выполненное изотопное определение возраста, а также сотрудникам лаборатории инструментальных методов анализа (ГИН СО РАН) за проведение аналитических работ. Особую признательность выражаем рецензентам за конструктивные замечания, которые позволили значительно улучшить структуру и текст рукописи.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Отделения наук о Земле РАН по программе IX.124.1 «Глубинная геодинамика и эволюция литосферы: закономерности проявления мантийных плюмов и плитотектонических процессов, динамика осадочных бассейнов», бюджетной темы лаборатории геодинамики ГИН СО РАН IX.124.1.3 (гос. номер АААА-А17-117011650013-4) и грантов РФФИ (проекты № 15-05-01633а, 16-55-44008 Монг_а, 19-05-00312а).

ЛИТЕРАТУРА

Аранович Л.Я., Зингер Т.Ф., Бортников Н.С., Шарков Е.В., Антонов А.В. Циркон габброидов осевой зоны Срединно-Атлантического хребта (впадина Маркова, 6° с.ш.): корреляция геохимических особенностей с петрогенетическими процессами // Петрология, 2013, т. 21, № 1, с. 4—19.

Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб, Наука, 2004, 174 с.

Баянова Т.Б., Корфу Ф., Тодт В., Поллер У., Левкович Н.В., Апанасевич Е.А., Жавков В.А. Гетерогенность стандартов 91500 и TEMORA-1 для U-Pb датирования единичных цирконов // Тезисы докладов XVIII симпозиума по геохимии изотопов им. академика А.П. Виноградова. М., ГЕОХИ ДАН, 2007, с. 42—43.

Булгатов А.Н. Геодинамика Байкальской горной области в позднем рифее и венд—раннем палеозое. Новосибирск, Изд-во «Гео», 2015, 191 с.

Булдыгеров В.В., Дольник Т.А., Кравчинский А.Я., Житков А.Н., Герасимов Н.С. Вулканогенные образования Олоkitского прогиба (Северное Прибайкалье) // Геология и геофизика, 1988 (3), с. 8—17.

Володичев О.И. Метаморфогенные цирконы докембрийских комплексов Карелии (Балтийский щит) // Записки РМО, 2005, ч. 134, № 3, с. 25—42.

Гордиенко И.В. Связь субдукционного и плюмового магматизма на активных границах литосферных плит в зоне взаимодействия Сибирского континента и Палеоазиатского океана в неопротерозое и палеозое // Геодинамика и тектонофизика, 2019, т. 10, вып. 2, с. 405—457.

Гордиенко И.В. Роль островодужно-океанического, коллизионного и внутриплитного магматизма в формировании континентальной коры Монголо-Забайкальского региона: по структурно-геологическим, геохронологическим и Sm-Nd изотопным данным // Геодинамика и тектонофизика, 2021, т. 12, вып. 1, с. 1—47.

Гордиенко И.В., Метелкин Д.В. Эволюция субдукционного магматизма на неопротерозойской и венд-раннепалеозойской активных окраинах Палеоазиатского океана // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (1), с. 91—108.

Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Нефедьев М.А., Орсов Д.А. Геолого-геофизические, прогнозно-металлогенические исследования и перспективы освоения минеральных ресурсов Северо-Байкальского рудного района // Геология, поиски и разведка рудных месторождений. Известия СО Секции наук о Земле РАЕН, 2014, т. 45, № 2, с. 5—18.

Добрецов Н.Л. Офиолиты и проблемы Байкало-Муйского офиолитового пояса // Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Новосибирск, Наука, 1983, с. 11—19.

Донская Т.В., Бибикова Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Баянова Т.Б., Де Ваэле Б., Диденко А.Н., Бухаров А.А., Кириозова Т.И. Петрогенезис и возраст вулканитов кислого состава Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса, Сибирский кратон // Петрология, 2008, т. 16, № 5, с. 452—479.

Закруткин В.В. Об эволюции амфиболов при метаморфизме // Записки ВМО, 1968, ч. 97, вып. 1, с. 13—23.

Конников Э.Г., Цыганков А.А., Врублевская Т.Т. Байкало-Муйский вулканоплутонический пояс: структурно-вещественные комплексы и геодинамика. М., ГЕОС, 1999, 163 с.

Котельников А.П., Сук Н.И., Котельникова З.А., Щекина Т.И., Калинин Г.М. Минеральные геотермометры для низкотемпературных парагенезисов // Всероссийский ежегодный семинар по экспериментальной минералогии, петрологии и геохимии (ЕСЭМПГ-2012). Тезисы докладов. М., ГЕОХИ РАН, 2012, с. 48.

Краснобаев А.А. Циркон как индикатор геологических процессов. М., Наука, 1986, 147 с.

Куйбида М.Л. Базальтовый вулканизм системы островная дуга—задуговой бассейн (Алтайская активная окраина) // Тихоокеанская геология, 2019, т. 38, № 3, с. 118—130.

Лик Б.Э. Соотношения между составом известковых амфиболов и степенью метаморфизма // Природа метаморфизма. М., Мир, 1967, с. 311—330.

Макрыгина В.А. Геохимия катаклазитов иловирской свиты и их природа (Северное Прибайкалье) // Геохимия, 1991, № 6, с. 875—888.

Макрыгина В.А. Специфика каледонских коллизионных событий в Ольхонском регионе Прибайкалья // Геология и геофизика, 2021, т. 62 (4), с. 483—497.

Макрыгина В.А., Конников Э.Г., Неймарк Л.А., Пахольченко Ю.А., Посохов В.Ф., Сандимирова Г.П., Томиленко А.А., Цыганков А.А., Врублевская Т.Т. О возрасте гранулит-чарнокитового комплекса в нюрундуканской свите Северного Прибайкалья (парадокс геохронологии) // ДАН, 1993, т. 332, № 4, с. 486—489.

Макрыгина В.А., Петрова З.И., Сандимирова Г.П., Пахольченко Ю.А. Новые данные о возрасте толщ, обрамляющих Чуйское и Прибайкальское поднятия (Северное и Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (7), с. 714—722.

Мануйлова М.М., Зарубин В.В. Вулканогенные породы докембрия Северного Прибайкалья. Л., Наука, 1981, 88 с.

Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Левченков О.А., Комаров А.Н., Яковлева С.З., Немчин А.А., Шулешко И.К., Кориковский С.П. О раннепротерозойском-верхнерифейском возрасте пород олоkitского комплекса (Северное Прибайкалье) по данным цирконовой геохронологии // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Л., Наука, 1990, с. 202—222.

Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Гороховский Б.М., Овчинникова Г.В., Киселева Е.И., Конкин В.Д. Изотопный состав свинца и генезис свинцово-цинкового оруденения Олоkitской зоны Северного Прибайкалья // Геология рудных месторождений, 1991, т. 33, № 6, с. 34—49.

- Нефедьев М.А.** Моделирование и оценка перспектив рудных полей и месторождений Северо-Байкальского рудного района по геофизическим данным. Новосибирск, Академ. изд-во «Гео», 2011, 227 с.
- Петрографический** кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Издание третье. СПб, Изд-во ВСЕГЕИ, 2009, 200 с.
- Рыцк Е.Ю., Шалаев В.С., Ризванова Н.Г., Крымский Р.Ш., Макеев А.Ф., Риле Г.В.** Олоkitская зона Байкальской складчатой области: новые изотопно-геохронологические и петрохимические данные // Геотектоника, 2002, № 1, с. 29—41.
- Рыцк Е.Ю., Макеев А.Ф., Глебовицкий В.А., Федосеенко А.М.** Гранитоиды фундамента Олоkitской зоны (Байкальская складчатая область): новые U-Pb изотопные данные // ДАН, 2006, т. 407, № 6, с. 819—822.
- Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Коваленко В.И., Ярмолук В.В.** Структура и эволюция континентальной коры Байкальской складчатой области // Геотектоника, 2007, № 7, с. 23—51.
- Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Ярмолук В.В., Коваленко В.И., Богомолов Е.С., Котов А.Б.** Изотопная структура и эволюция континентальной коры Восточно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геотектоника, 2011, № 5, с. 17—51.
- Симонов В.А., Конторович В.А., Котляров А.В., Сараев С.В., Филиппов Ю.Ф., Ступаков С.И.** Условия развития раннепалеозойского базальтового и пикритового магматизма Западной Сибири // Геология и геофизика, 2020, т. 61 (11), с. 1476—1498.
- Сондерс А.Д., Тарни Дж.** Геохимические характеристики базальтового вулканизма в задуговых бассейнах // Геология окраинных бассейнов. М., Мир, 1987, с. 102—133.
- Туркина О.М., Ножкин А.Д.** Океанические и рифтогенные метавулканические ассоциации зеленосланцевых поясов северо-западной части Шарыжалгайского выступа, Прибайкалье // Петрология, 2008, т. 16, № 5, с. 501—526.
- Фор Г.** Основы изотопной геологии. М., Мир, 1989, 589 с.
- Хаун Р.А.** Пироксены метаморфических пород // Природа метаморфизма. М., Мир, 1967, с. 331—338.
- Цыганков А.А.** Магматическая эволюция Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса в позднем докембрии. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2005, 306 с.
- Bayanova T., Mitrofanov F., Serov P., Nerovich L., Yekimova N., Nitkina E., Kamensky I.** Layered PGE Paleoproterozoic (LIP) intrusions in the N-E part of the Fennoscandian Shield — isotope Nd-Sr and $^3\text{He}/^4\text{He}$ data, summarizing U-Pb ages (on baddeleyite and zircon), Sm-Nd (on rock-forming and sulphide minerals), duration and mineralization // Geochronology — Methods and case studies / Ed. N.-A. Morner. London, Intech, 2014, p. 143—193.
- Birk J.L., Allègre C.J.** Chronology and chemical history of the parent body of basaltic achondrites studied by the ^{87}Rb – ^{86}Sr method // Earth Planet. Sci. Lett., 1978, v. 39 (1), p. 37—51.
- Corfu F., Hanchar J.M., Hoskin P.W.O., Kinny P.** Atlas of zircon textures // Zircon / Eds. J.M. Hanchar, P.W.O. Hoskin // Rev. Mineral. Geochem., 2003, v. 53, p. 469—500.
- Dampare S.B., Shibata T., Asiedu D.K., Osaе S., Banoeng-Yakubo B.** Geochemistry of Paleoproterozoic metavolcanic rocks from the southern Ashanti volcanic belt, Ghana: Petrogenetic and tectonic setting implications // Precambrian. Res., 2008, v. 162, p. 403—423.
- Falloon T.J., Malahoff A., Zonenshain L.P., Bogdanov Y.** Petrology and geochemistry of back-arc basin basalt from Lau basin spreading ridges at 15°, 18° and 19°S // Mineral. Petrol., 1992, v. 47, p. 1—35.
- Fitton J.G., James D., Kempton P.D., Ormerod D.S., Leeman W.P.** The role of lithospheric mantle in the generation of Late Cenozoic basic magmas in the western United States // J. Petrol. Spec. Vol., Iss.1, 1988, p. 331—349.
- Glassley W.** Geochemistry and tectonics of the Crescent volcanic rocks, Olympic Peninsula // Geol. Soc. Amer. Bull., 1974, v. 85, p. 785—794.
- Hart S.R.** Heterogeneous mantle domains: signatures, genesis and mixing chronologies // Earth Planet. Sci. Lett., 1988, v. 90, p. 273—296.
- Hofmann A.W.** Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // Nature, 1997, v. 385 (16), p. 219—229.
- Hollings P., Kerrich R.** An Archean arc basalt–Nb-enriched basalt–adakite association: the 2.7 Ga Confederation assemblage of the Birch–Uchi greenstone belt, Superior Province // Contrib. Mineral. Petrol., 2000, v. 139 (2), p. 208—226.
- Hoskin P.W.O., Schaltegger U.** The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // Zircon / Eds. J.M. Hanchar, P.W.O. Hoskin. Rev. Mineral. Geochem., 2003, v. 53, p. 27—62.
- Jensen L.S.** A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks // Ontario Div. Mines. Miscellaneous paper 66, 1976.

Kelemen P.B., Hanghøj K., Greene A.R. One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust // *Treatise on geochemistry*. Amsterdam, Elsevier, 2003, v. 3.18, p. 1—70.

Keller N.S., Arculus R.J., Hermann J., Richards S. Submarine back-arc lava with arc signature: Fonualei Spreading Center, northeast Lau Basin, Tonga // *J. Geophys. Res.*, 2008, v. 113, B08S07.

Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C. Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J.A., Maresch W.E., Nickel E.N., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W., Youzhi G. Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names // *Can. Mineral.*, 1997, v. 35, p. 219—246.

Leat P.T., Pearce J.A., Barker P.F., Millar I.L., Barry T.L., Larter R.D. Magma genesis and mantle flow at a subducting slab edge: The South Sandwich arc-basin system // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2004, v. 227, p. 17—35.

Ludden J., Gélinas L., Trudel P. Archean metavolcanics from the Rouyn-Noranda district, Abitibi greenstone belt, Quebec. 2. Mobility of trace elements and petrogenetic constraints // *Can. J. Earth Sci.*, 1982, v. 19, p. 2276—2287.

McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // *Chem. Geol.*, 1995, v. 120, p. 223—253.

Miyashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // *Am. J. Sci.*, 1970, v. 274, p. 321—355.

Polat A., Kerrich R., Wyman D. Geochemical diversity in oceanic komatiites and basalts from the late Archean Wawa greenstone belt, Superior Province, Canada: trace element and Nd isotope evidence for a heterogeneous mantle // *Precambrian Res.*, 1999, v. 94, p. 139—173.

Rollinson H.R. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Harlow, Essex, UK, Longman Science & Technical, 1994, 352 p.

Saunders A.D., Norry M.J., Tarney J. Origin of MORB and chemically-depleted mantle reservoirs: trace element constraints // *J. Petrol.* 1988, Spec. Vol., Iss.1, p. 415—445.

Saunders A.D., Norry M.J., Tarney J. Fluid influence on the trace element compositions of the subduction zone magmas // *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A*, 1991, v. 335, p. 377—392.

Sharp Z.D. A laser-based microanalytical method for the *in situ* determination of oxygen isotope ratios of silicates and oxides // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1990, v. 54, p. 1353—1357.

Shervais J.W. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1982, v. 59 (1), p. 101—118.

Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1975, v. 26, p. 207—221.

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

Whitford D.J., White W.M., Jezek P.A. Neodymium isotopic composition of Quaternary island arc lavas from Indonesia // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1981, v. 45, p. 989—995.

Winchester J.A., Floyd P.A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements // *Chem. Geol.*, 1977, v. 20, p. 325—343.

*Поступила в редакцию 24 декабря 2020 г.,
принята в печать 16 сентября 2021 г.*