

ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

УДК 552.331+235.223

**ВЫСОКОМАГНЕЗИАЛЬНЫЕ ПИКРИТ-БАЗАЛЬТОВЫЕ
АССОЦИАЦИИ ТУНКИНСКОГО ТЕРРЕЙНА (*Байкал-Хубсугульский регион*)
КАК ИНДИКАТОР СПРЕДИНГА ОКРАИННОГО БАСЕЙНА**

С.И. Школьник, В.Г. Беличенко, Л.З. Резницкий

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

Описываются обнаруженные в центральной части Тункинских Гольцов (Восточный Саян) высокомагнезиальные метабазалты и метапикриты, распространенные в области развития пород уртагольской свиты. По геохимическим особенностям высокомагнезиальные метавулканиды близки породам, имеющим субдукционную природу. Установлено, что источником обогащения для высокотитанистых метабазалтов выступал богатый Nb рециклированный материал океанической коры (RSC), а для высокотитанистых метапикритов субдукционный флюид, характеризующийся высокими содержаниями легких редкоземельных элементов и Th относительно Nb. Обогащение низкотитанистых метавулканидов, вероятно, образовавшихся на ранних стадиях раскрытия бассейна, происходило за счет контаминации расплава материалом континентальной коры.

Проведено сопоставление метавулканидов с неметаморфизованными аналогами, рассмотрены некоторые аспекты генезиса. Сделан вывод, что описанные метавулканиды маркируют палеоспрединг задугового бассейна.

Метавулканиды, пикриты, базальты, геохимия, задуговой спрединг, Тункинский террейн.

**HIGH-MAGNESIUM PICRITE–BASALT ASSOCIATIONS
OF THE TUNKA TERRANE (*Baikal–Hövsgöl region*)
AS AN INDICATOR OF THE BACK-ARC BASIN SPREADING**

S.I. Shkol'nik, V.G. Belichenko, and L.Z. Reznitskii

High-Mg metabasalts and metapicrites discovered within the Urtagol Formation in the central zone of the Tunka bald mountains (East Sayan) are studied. In geochemistry the high-Mg metavolcanics are similar to subductional rocks. We have established that the Nb-rich recycled material of oceanic crust (RSC) was a source of elements for high-Ti metabasalts, and subductional fluid rich in LREE and Th relative to Nb was the source of these elements for high-Ti metapicrites. The enrichment of low-Ti metavolcanics, formed, probably, at the early stages of the basin opening, was due to the contamination of melt with continental-crust material.

A comparison of the metavolcanics with nonmetamorphosed analogs is made, and some genesis aspects are considered. The results obtained led to the conclusion that the metavolcanics mark the paleospreading of the back-arc basin.

Metavolcanics, picrites, basalts, geochemistry, back-arc spreading, Tunka terrane

ВВЕДЕНИЕ

Формирование высокомагнезиальных (пикриты, пикробазальты) пород в островодужных обстановках — относительно редкое явление. В большей мере подобные породы типичны для крупных изверженных провинций (LIP), горячих точек, рифтовых систем и срединно-океанических хребтов [Kerr et al., 1996; Herzberg, O'Hara, 1998; Larsen et al., 2003; Tsikouras et al., 2008; и др.]. Объясняется это необходимыми условиями появления высокомагнезиальных расплавов, в первую очередь высокими температурой и степенью плавления. Образование вулканидов пикритового состава в островных дугах (Малой Антильской, Японской, Соломоновой) связывается с молодыми зонами субдукции, разогретой океанической корой и аномальными геотермами [Schuth et al., 2004]. Формирование пикрит-базальтовых ассо-

циаций при субдукционных процессах реконструируется и для древних обстановок [Sharkov, Smolkin, 1997; Изох и др., 2010]. В субдукционных тектонических обстановках пикрит-базальтовые ассоциации обнаруживаются не только непосредственно в островных дугах, но и среди вулканитов задуговых бассейнов. В последнем случае они могут рассматриваться как маркеры задугового спрединга [Perfit et al., 1996; Sharkov, Smolkin, 1997; Junichi et al., 2004]. В этой связи представляют интерес «примитивные» высокомагнезиальные метавулканиты Тункинского террейна, где ранее наличие спрединговых обстановок не устанавливалось.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И СОСТАВ ТУНКИНСКОГО ТЕРРЕЙНА

Тункинский террейн является частью сложного тектонического ансамбля Байкал-Хубсугульского сегмента Центрально-Азиатского подвижного пояса, включающего, кроме того, Хамардабанский метаморфический и Джидинский островодужный террейны и Тувино-Монгольский массив (палеомикроконтинент) (рис. 1). Большая часть Тункинского террейна надвинута на Тувино-Монгольский массив, залегающая на нем в виде сложного аллохтона [Беличенко и др., 2002]. От Сибирского кратона Тункинский террейн отделен Бельско-Китойским (Китойкинским) метаморфическим террейном. Время накопления отложений террейна по неоднозначным палеонтологическим данным оценивалось в диапазоне от кембрия до силура [Боос, 1991]. Сейчас можно более уверенно говорить о верхнем возрастном ограничении для вулканизма, седиментации и метаморфизма террейна, определенного по возрасту гранитоидов «сшивающего» Мунку-Сардыкского массива (481 ± 2 млн лет, U-Pb метод по аксессуарному циркону [Резницкий и др., 2007]). Нижняя граница пока остается дискуссионной.

Хемогенно-терригенно-вулканогенная толща террейна общей мощностью порядка 2.0—2.2 км подразделяется на две свиты — уртагольскую и перекрывающую ее толтинскую [Боос, 1991] (рис. 2). Свиты различаются по количественному соотношению литотипов пород: в уртагольской свите преобладают метакластические породы и метавулканиты при невысокой доле карбонатных пород, в составе толтинской, напротив, при явно подчиненной роли метатерригенных литотипов ведущими наряду с метавулканитами становятся карбонатные породы. Тункинский террейн вместе с Хамардабанским, северной частью Джидинского террейна и прилегающей областью чехла Тувино-Монгольского массива охвачен полифациальным метаморфизмом широкого температурного диапазона [Беличенко, Боос, 1988]. В пределах Тункинского террейна уровень метаморфизма варьирует от начальных ступеней фации зеленых сланцев до среднетемпературных субфаций амфиболитовой фации и по давлению относится к кианит-силлиманитовому типу. В соответствии со степенью метаморфизма меняются парагенезисы всех литотипов пород. Кластические породы низких ступеней представлены хлорит-серицитовыми сланцами, часто карбонатсодержащими. С ростом метаморфизма в них последовательно появляются биотит, гранат, ставролит и кианит, а в высокотемпературной зоне они сменяются фибролитсодержащими гранат-двуслюдяными гнейсами, нередко сохраняющими в составе реликтовые ставролит и кианит. Среди карбонатных пород присутствуют как известковистые, так и магнезиальные, а также кремнистые разновидности. В кремнисто-доломитовых породах наблюдается классическая смена ступеней декарбонатизации от кварц-доломитового парагенезиса к тремолит- и диопсид- до форстеритсодержащих мраморов.

Метавулканиты Тункинского террейна. К метавулканитам отнесены литотипы, которые на большинстве диагностических диаграмм попадают в поля магматических пород (ортометаморфитов). Для тестирования использовались диаграммы, в том или ином виде учитывающие большинство петрогенных компонентов, в частности, такие хорошо известные, как серия диаграмм Н.А. Домарацкого, Н. де Ля Роша и М. Рубо, А.А. Предовского, А.Н. Неелова. Из них здесь приводится диаграмма А.Н. Неелова [Неелов, 1980], на которую вынесены все вновь полученные и ранее опубликованные анализы метавулканитов террейна (рис. 3).

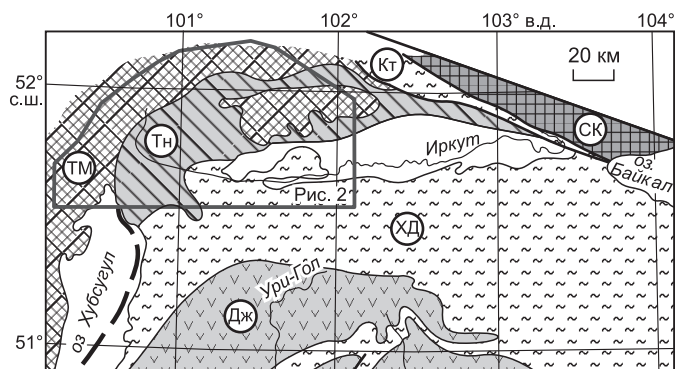


Рис. 1. Схема размещения террейнов Байкал-Хубсугульского региона.

Террейны: Дж — Джидинский, ХД — Хамардабанский, Тн — Тункинский, Кт — Бельско-Китойкинский (Китойкинский); ТМ — Тувино-Монгольский микроконтинент; СК — Шарыжалгайский выступ фундамента Сибирского кратона. Показан контур рис. 2.

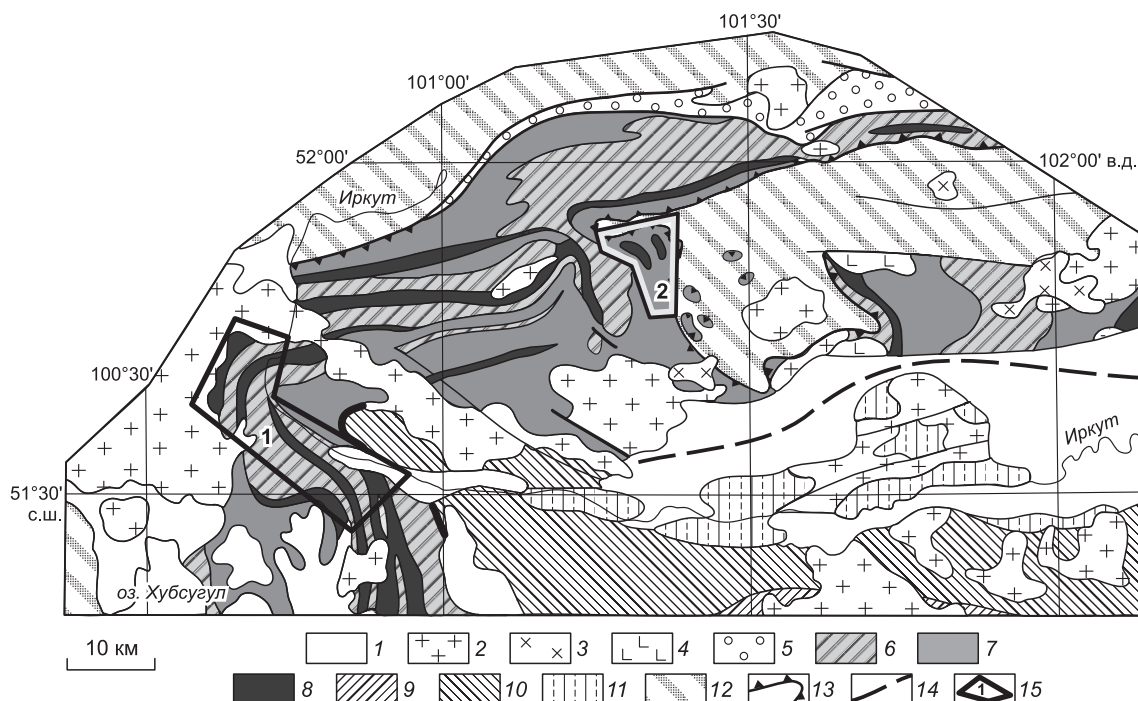


Рис. 2. Схема распространения метавулканитов Тункинского террейна.

1 — кайнозойские отложения; 2 — гранитоиды; 3 — сиениты; 4 — основные породы; 5 — сагансайрская свита; Тункинский террейн: 6—8 — тункинская серия: 6 — толтинская свита, 7 — уртагольская свита, 8 — горизонты с присутствием метавулканитов; 9—11 — Хамардабанский террейн: 9—10 — хангарульская серия: 9 — безымянная свита, 10 — харагольская свита, 11 — слюдяная серия; 12 — Тувино-Монгольский массив; 13 — надвиговая граница Тункинского террейна и Тувино-Монгольского массива; 14 — предполагаемая граница Тункинского и Хамардабанского террейнов; 15 — места отбора проб: 1 — разрезы по р. Иркут и др.; 2 — разрез по р. Бого-Хонголкой.

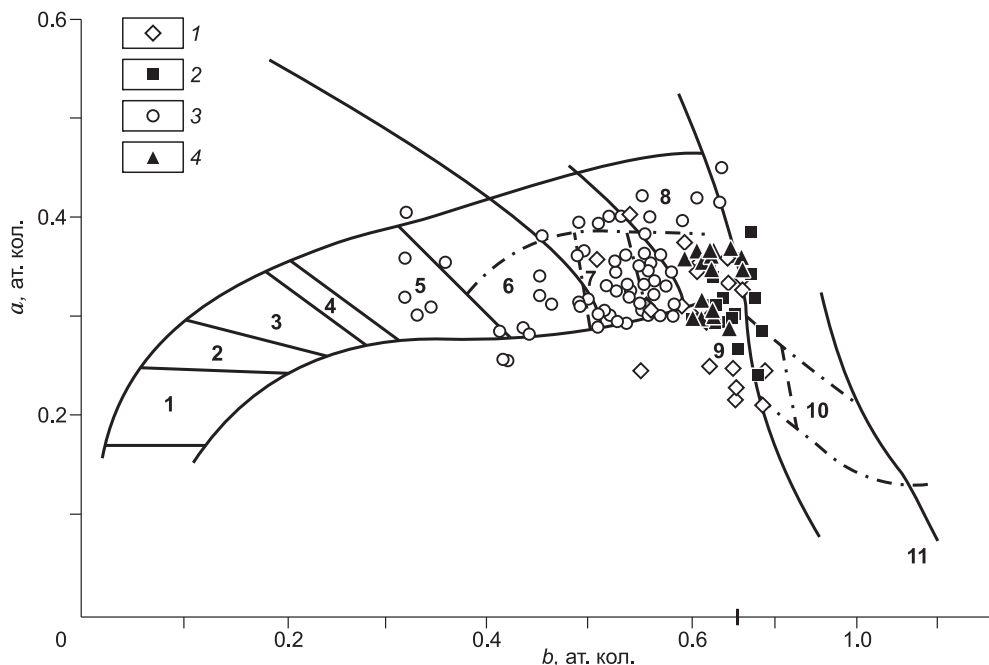


Рис. 3. Классификационная диаграмма А.Н. Неелова [1981] в координатах $a = \text{Al/Si}$ — $b = \text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mn} + \text{Ca} + \text{Mg}$ для высокомагнезиальных метавулканитов Тункинского террейна.

1 — высокотитанистые метавулканиты, 2 — низкотитанистые метавулканиты; 3, 4 — опубликованные данные [Боос, 1991; Школьник, 2009]: 3 — высокотитанистые метавулканиты, 4 — низкотитанистые метавулканиты. Поля составов на диаграмме: 1 — ультракислые липариты, 2 — липарит-дациты, 3 — дациты, 4 — андезит-дациты, 5 — андезиты, 6 — андезитобазальты, 7 — базальты, 8 — базанит-базальты, 9 — базаниты, 10 — пикриты, 11 — меймечиты. Штрихпунктирные линии — границы надгрупп и групп, по А.Н. Неелову [1980].

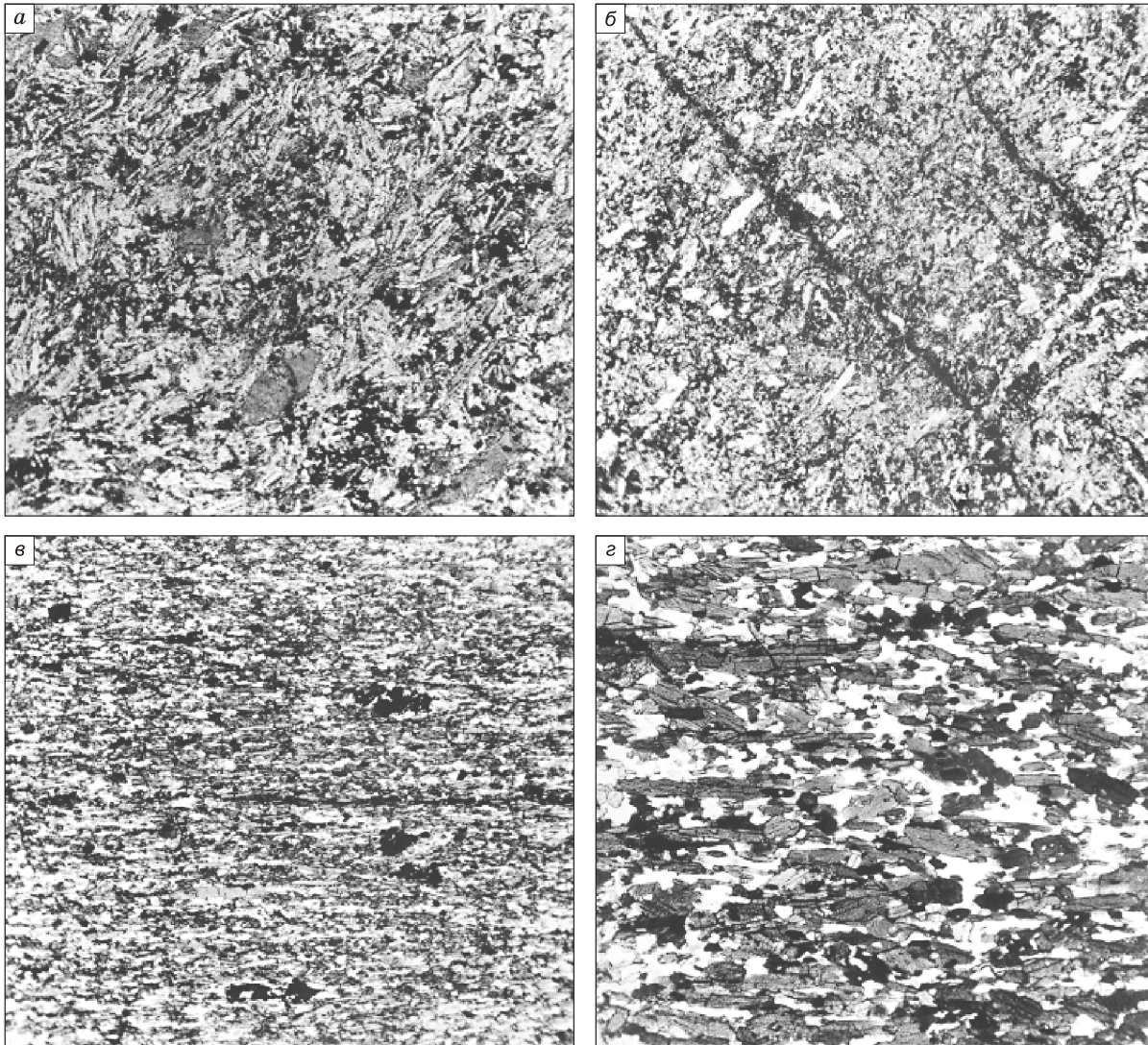


Рис. 4. Структуры метавулканитов.

а, б — метавулканиты с реликтовой спилитовой структурой разной степени сохранности; *в* — тонкозернистый эпидот-хлоритовый сланец; *г* — мелкозернистый эпидот-актинолитовый сланец. Прозрачные шлифы, увел. 20 [Боос, 1988].

В подавляющем большинстве метавулканитов какие-либо структурные или минералогические признаки исходных пород отсутствуют, и их диагностика возможна только по химическому составу. Но вблизи наименее метаморфизованной северной окраины террейна, в Тункинских Гольцах (ниже изогрady биотита в метапелитах и появления актинолита в породах основного состава), Р.Г. Боосом [1988, 1991] в метавулканитах обнаружены разной степени сохранности реликты первичных магматических структур и текстур. В частности, по лейстам сосюритизированного плагиоклаза диагностируется спилитовая структура (рис. 4, *а, б*), иногда порфировая с интерсергальной основной массой. Мезостазис полностью замещен агрегатом хлорита, эпидота-клиноцоизита, альбита, карбоната, рудного минерала и кварца. Изредка обнаруживались породы с миндалекаменной текстурой и аналогичным мезостазису составом миндалинов. Здесь же прослежены переходы от пород с реликтами первичных структур к зеленым сланцам. На низкой ступени у сланцев существенно хлоритовый с эпидотом состав, с ростом степени метаморфизма парагенезис сменяется на хлорит-эпидот-актинолитовый, затем эпидот-актинолитовый (без хлорита), может появиться биотит; в зоне силлиманита-фибrolита актинолит сменяется роговой обманкой, иногда в амфиболитах образуется гранат. Соответственно меняется и зернистость пород — от тонко- до мелкосреднекристаллической (см. рис. 4, *в, г*).

Наряду с эффузивами в области начального метаморфизма обнаруживались и несомненно пирокластические породы — туфы и туффиты — смешанные терригенно-карбонатно-пирокластические по-

Рис. 5. Метатуффит с сохранившимися обломками лейст плагиоклаза.

Прозрачный шлиф, увел. 20 [Боос, 1988].

роды с сохранившимися многочисленными обломками лейстов плагиоклаза (рис. 5). По типу и размеру обломков Р.Г. Боос выделял среди пирокластических пород кристалло- и литокласты (обломки спилитов или измененного стекла) с псаммитовым или алевропелитовым размером частиц. Характерной особенностью пирокластических и смешанных пород является повышенная известковистость и разнопорядковая слоистость (тонкое переслаивание с терригенными, карбонатными и известково-силикатными породами). Указанные черты сохраняются при метаморфизме и, невзирая на идентичность качественного минерального состава, позволяют отличать туфогенные породы от метаэффузивов во всем метаморфическом диапазоне террейна.

В целом, судя по реликтовым структурам и постоянной ассоциации с метапирокластами, ортометаморфиты относятся именно к метавулканитам, причем с наибольшей вероятностью не к силлам или дайкам, а к излившимся эффузивам. К интрузивным можно отнести только ультраосновные породы, представленные небольшими линзами серпентинитов. В толще метавулканиты образуют согласные пластообразные тела мощностью от 10—20 до 100 м, количество их непостоянно и в отдельных участках может достигать до 30 % объема толщи. По диаграмме (см. рис. 3) можно судить об общем диапазоне составов. По основности метавулканиты варьируют от андезитов и андезибазальтов до базальтов и базанитов при сильном преобладании базальтов. Магнезиальность также различна в заметных пределах (в целом от 2.2 до 16.3 мас. % MgO). Вариации химического состава в минеральном составе проявляются не в смене парагенезисов, зависящих от уровня метаморфизма, а в различных количественных соотношениях калийных и фемических минералов и железистости последних.

Ранее нами была рассмотрена петрохимия метавулканитов преимущественно толтинской свиты в районе западного окончания Тункинской впадины (см. рис. 2) (разрезы по р. Иркут и его правым притокам — рекам Белый Иркут, Средний Иркут и Аерхан) [Школьник и др., 2009]. Эти метавулканиты реконструировались как толеитовые базальты, частью андезибазальты и андезиты, с геохимическими параметрами базальтоидов задуговых бассейнов. Они характеризовались невысокой и умеренной магнезиальностью (MgO от 3.7 до 7.7 мас. %). При достаточно детальном опробовании и представительном характере выборки высокомагнезиальных разностей встречено не было. Последние нами опробованы позже, в центральной части Тункинских Гольцов (Восточный Саян) по р. Бого-Хонгодой (правому притоку р. Китой), в области развития пород уртагольской свиты [Школьник и др., 2010].

ВЫСОКОМАГНЕЗИАЛЬНЫЕ МЕТАВУЛКАНИТЫ И АССОЦИИРУЮЩИЕ МЕТАБАЗАЛЬТЫ В ТУНКИНСКИХ ГОЛЬЦАХ

Согласные пластовые тела высокомагнезиальных метавулканитов и толеитовых metabазальтов в отличие от вулканитов толтинской свиты переслаиваются не с карбонатными, а преимущественно с метатерригенными алюмосиликатными и известково-силикатными породами. Другая особенность — присутствие в этой же толще линзовидных тел серпентинитов. В пределах отдельных тел метавулканитов отмечаются вариации химического состава пород, но резко контрастных по магнезиальности (т.е. высоко- и низкомагнезиальных) типов в пределах одного и того же тела нами не встречалось. В парагенезисы высокомагнезиальных метавулканитов, как и толеитовых metabазальтов, входят хлорит, актинолит, эпидот, альбит и магнетит в разных пропорциях. Первичных магматических структур не сохранилось.

Принятые в статье границы термина «пикриты». Необходимость раздела вызвана тем обстоятельством, что классификация так называемых высокомагнезиальных (high-Mg) вулканидов неоднократно пересматривалась, и не все исследователи принимают рекомендации соответствующих комиссий и комитетов, в частности относительно граничных рамок термина «пикрит». Название пикрит было введено еще в XIX веке для богатых оливином эффузивов, рассматриваемых как вулканические аналоги



перидотитов, обогащенных оливином габбро и тешенитов. В последующем вопросы номенклатуры пикритов долго обсуждались. В рекомендациях терминологической комиссии Петрографического комитета АН СССР [Классификация..., 1981], согласованных с рекомендациями Подкомиссии по систематике изверженных пород МСГН, выделено семейство пикритов, включающее пикриты, меймечиты и коматииты. Для собственно пикритов рекомендованы граничные значения по химическому составу (мас. %) MgO 20—32, SiO_2 39—43.5, $Na_2O + K_2O$ до 1, для типичных составов CaO до 7.5, Al_2O_3 до 8—8.5. Пикритам отводилось очень узкое поле в координатах петрохимических коэффициентов: $a = Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O$ от 9 до 14, $S = SiO_2 - (Fe_2O_3 + FeO + MgO + MnO + TiO_2)$ от -4 до 1.5. Пикробазальты и пикродолериты (MgO от 12 до 24 %) рассматривались в группе основных пород, хотя по граничным содержаниям кремнезема (SiO_2 — 42—46 %) частью попадали в ультраосновные породы. В последующих изданиях [Магматические..., 1983, 1988] сохранены те же границы, но при описании конкретных объектов авторы нередко отступали от них: к пикритам иногда относились породы с содержанием CaO до 10—14 %, Al_2O_3 до 10—11 %, а MgO от 17 %.

Значительные изменения в границах термина «пикрит» были произведены Подкомиссией по систематике изверженных пород МСГН, рекомендации которой утверждены на МГК в 1989 г. и опубликованы в России в 1997 г. [Классификация..., 1997]. В главных параметрах — сумма оксидов щелочей—кремнезем (TAS) граница пикритов раздвинута до 53 % SiO_2 (т.е. на все поле основных пород), по $Na_2O + K_2O$ в диапазон от 1 до 2 % (вместо менее 1 %). Предельное содержание MgO понижено до 18 %. Никаких ограничений по содержанию CaO и Al_2O_3 не оговорено. Для пикробазальтов оставлены узкие границы по SiO_2 , совпадающие с базанитами (41—45 %). Рекомендованная классификация высокомагнезиальных пород не была признана удовлетворительной и пересмотрена Международной рабочей группой Подкомиссии МСГН [Le Bas, 2000]. Граница по SiO_2 между семействами пикритов и бонинитов сдвинута с 53 до 52 мас. %, диапазон по содержанию MgO для пикритов установлен от 12 до 18 мас. % (ниже пикробазальты, выше меймечиты и коматииты), сумма $Na_2O + K_2O$ поднята до 3 мас. % (для меймечитов и коматиитов до 2 мас. %). По-прежнему не установлены ограничения по содержаниям CaO и Al_2O_3 . Эти рекомендации приняты рядом исследователей. В частности, по рекомендации 2000 г. выделены пикриты Соломоновых островов [Schuth et al., 2004], аккреционного комплекса Мино, Япония [Ichiyama, Ishiwatari, 2005], Пелагонской континентальной окраины [Tsikouras et al., 2007], Таримского бассейна [Tian et al., 2010] и другие. В настоящей статье также принимается последняя классификация, т.е. пикритами мы называем вулканы с содержанием MgO от 12 до 18, SiO_2 до 52, $Na_2O + K_2O$ до 3 мас. %, иногда с очень небольшими отступлениями от указанных границ. Отступления допускаются для отдельных проб, которые на различных диаграммах попадают в кластеры или тренды соответствующей группы.

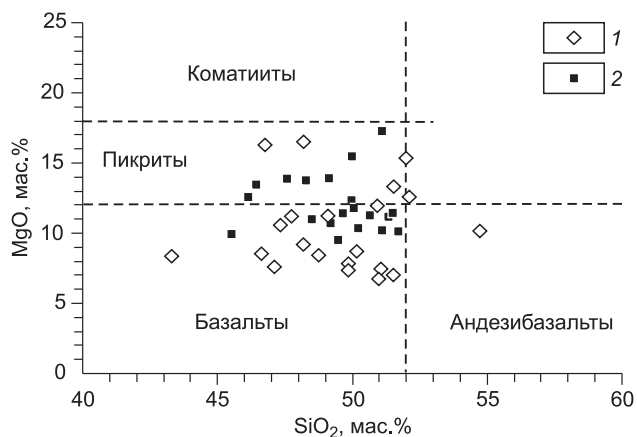
Геохимия метавулканогенных ассоциаций. Содержания петрогенных компонентов в 40 пробах метавулканитов определены методами классической «мокрой химии» и рентгеноспектральным. Концентрации редких элементов установлены методом рентгенофлуоресцентного анализа (табл. 1). Редкоземельные элементы, а также концентрации Ta, Th, U, Cs определены методом ICP-MS на приборе «Plasma Quad PQ2» с использованием международных и российских стандартов. Все анализы выполнялись в лабораториях Института геохимии и Института земной коры СО РАН. Изотопные исследования выполнены на масс-спектрометре Finnigan MAT-262 в ЦКП ИНЦ СО РАН.

Обычно возникающая проблема сохранности первичного петро- и редкоэлементного состава в метавулканитах для метаэффузивов Тункинского террейна обсуждалась ранее [Школьник и др., 2009]. По выраженным корреляционным связям редких и петрогенных элементов, свойственных магматическим породам, было сделано заключение, что для большинства высокочарядных, редкоземельных и переходных микроэлементов характерна высокая сохранность. Для отдельных проб наблюдались отклонения от корреляционных трендов по K, Sr и Rb, но к большей части выборки это не относилось.

Исходя из близости петрохимического состава (одновременно повышенные содержания MgO и SiO_2) высокомагнезиальных метавулканитов к породам, имеющим бонинитовую специфику, но отличающихся при этом либо повышенными содержаниями титана ($TiO_2 > 0.5$), либо несколько пониженными кремния, вся совокупность рассматриваемых метавулканитов была разделена на две группы по содержанию TiO_2 — низко- (< 0.5 мас. % TiO_2) и высокотитанистые (> 0.5 мас. % TiO_2), т.е. по границе, принятой для разделения бонинитов и пикритов. Таким образом, в группу низкотитанистых метавулканитов вошли породы с содержаниями (мас. %) $SiO_2 = 46.2—51.7$, $Al_2O_3 = 11.5—14.8$ и в целом высокими концентрациями $MgO = 9.4—17.1$. Группа высокотитанистых метавулканитов отличается более широким диапазоном вариаций петрогенных компонентов (мас. %) $SiO_2 = 43.1—52.3$, $MgO = 6.7—17.3$, $Al_2O_3 = 8.8—15.4$ и $TiO_2 = 0.51—2.7$. В каждой выделенной группе метавулканитов существуют различия, которые на петрохимической диаграмме [Неелов, 1980] располагаются в полях пикритовых базанитов и умеренно-щелочных пикритов (см. рис. 3), а согласно принимаемой классификации [Le Bas, 2000], относятся к пикритам (рис. 6). Рассмотрим каждую выделенную группу метавулканитов отдельно.

Рис. 6. Классификационная диаграмма SiO_2 — MgO , по [Le Bas, 2000] для метавулканитов Тункинского террейна.

Метавулканиты: 1 — высокотитанистые, 2 — низкотитанистые.



Низкотитанистые метавулканиты уртагольской свиты. Группа низкотитанистых метавулканитов ($\text{TiO}_2 = 0.07$ — 0.44 мас. %) представлена породами с достаточно широким диапазоном по магнезиальности ($\text{Mg}\# = 66$ — 84), железистости ($\text{FeO}^* = 6.7$ — 11.4 мас. %) и содержанию CaO (9 — 16 мас. %). Среди данной выборки существуют высокомагнезиальные разновидности (MgO более 12 мас. %), которые могут быть отнесены к пикритам (см. рис. 4), но отдельно они не рассматриваются, так как все низкотитанистые метавулканиты на диаграммах образуют единые тренды или поля, не разделенные на кластеры. Увеличение концентраций FeO^* , TiO_2 и P_2O_5 с падением $\text{Mg}\#$ (рис. 7) и прямая корреляционная зависимость между содержаниями Ni и MgO (рис. 8) указывают на фракционирование с участием оливина. Повышенные значения отношения $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (0.8 — 1.2) относительно островодужных высокомагнезиальных пород могут указывать на большую долю клинопироксена по отношению к ортопироксену в протолите метавулканитов [Schuth et al., 2004].

На мультиэлементных спектрах низкотитанистые метавулканиты образуют несколько деплетированные относительно N-MORB, близкие по большинству несовместимых микроэлементов к примитивно-мантийным спектры распределения, отличаясь от них наличием выраженных положительных анома-

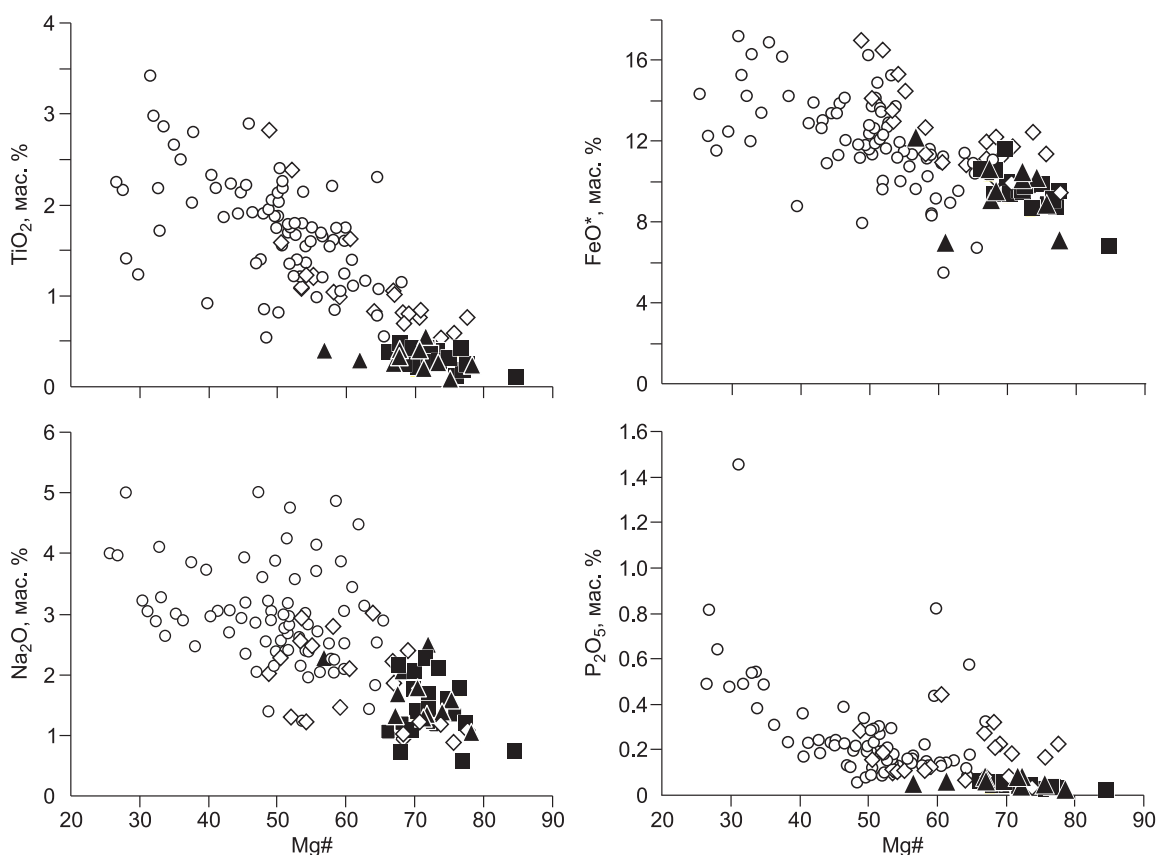


Рис. 7. Вариации содержаний TiO_2 , FeO^* , Na_2O , P_2O_5 в зависимости от $\text{Mg}\#$ в метавулканитах Тункинского террейна.

Усл. обозн. см. на рис. 3.

Таблица 1. Содержание петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в представительных пробах метавулканитов Тункинского террейна

Компонент	Высокотитанистые металакириды										Высокотитанистые метабазальты										
	866/11	556/86	60а/86	865/8	865/19	29/86	53а/86	56а/86	8611/2	865/5	865/16	865/17	865/18	865/20	866/14	867/3	869/7	176/86	25/86	27/86	
SiO ₂	48.19	52.26	51.56	46.63	50.96	51.99	48.11	50.93	54.56	47.81	50.04	51.35	46.53	48.66	50.88	46.95	47.46	49.71	49.26	46.53	43.14
TiO ₂	0.56	0.66	0.81	0.51	0.77	0.73	0.79	1.014	0.79	0.73	0.96	1.05	1.19	1.18	1.55	2.79	0.99	1.6	1.02	1.19	2.35
Al ₂ O ₃	8.78	10.99	9.45	9.90	10.03	9.82	15.39	14.82	11.00	13.19	14.85	13.38	13.4	14.07	13.11	12.23	14.77	16.8	12.15	13.4	12.58
FeO	9.22	9.55	10.30	8.89	7.83	7.40	7.9	9.56	9.64	7.52	9.91	9.94	10.32	11.93	10.53	14.48	8.41	9.32	8.7	10.32	11.6
Fe ₂ O ₃	2.24	2.81	1.47	3.85	3.6	2.19	3.18	1.91	0.39	2.55	3.1	3.27	5.44	2.7	3.92	2.68	2.98	1.66	3.53	5.44	5.38
MnO	0.24	0.26	0.23	0.22	0.26	0.16	0.24	0.19	0.19	0.16	0.24	0.2	0.23	0.21	0.16	0.25	0.21	0.23	0.22	0.23	0.25
MgO	16.32	12.27	13.22	16.23	11.61	15.19	9.00	7.40	10.13	11.06	8.65	6.99	8.47	8.34	6.75	7.61	10.52	7.81	11.28	8.47	8.39
CaO	9.71	5.99	10.74	8.75	10.08	8.97	9.94	8.83	8.62	12.12	10.46	9.22	12.34	8.56	8.96	8.92	11.11	9.18	7.80	12.34	12.44
Na ₂ O	0.83	0.89	1.18	1.13	2.35	1.03	2.98	2.76	0.97	1.78	1.41	2.89	1.17	2.44	2.23	1.98	1.82	2.06	2.18	1.17	1.26
K ₂ O	1.76	0.61	0.40	1.50	0.93	0.08	0.56	1.00	1.07	0.24	0.4	0.38	0.24	0.18	0.42	0.27	0.19	0.18	1.73	0.24	0.38
P ₂ O ₅	0.15	0.20	0.17	0.02	0.21	0.21	0.05	0.10	0.31	0.07	0.11	0.09	0.09	0.1	0.14	0.27	0.07	0.43	0.26	0.09	0.18
П.л.п.	0.97	2.37	0.47	1.33	0.48	1.53	0.76	0.35	1.97	2.04	0.56	0.25	1.13	0.34	0.17	0.06	0.84	1.61	0.81	1.13	0.75
Сумма	98.97	98.86	100.0	98.96	99.11	99.30	98.91	98.86	99.64	99.27	100.7	99.01	100.55	98.70	98.82	98.59	99.29	100.6	98.94	100.55	98.70
Sc	30	50	44	65	48	39	48	31	44	48	42	47	72	52	72	50	66	50	78	72	79
V	150	180	220	170	180	180	190	240	230	200	260	290	300	322	280	330	290	280	230	300	460
Cr	1900	1200	930	1600	770	1700	170	170	640	1100	400	250	73	110	150	93	360	260	653	73	160
Ni	620	420	210	600	190	500	140	81	130	280	140	88	74	83	29	140	170	210	110	74	72
Co	64	45	52	65	42	57	46	49	42	56	48	50	62	48	42	65	52	43	49	62	53
Sr	7	7	14	10	180	36	350	940	200	150	98	330	560	630	540	84	160	460	130	560	390
Rb	31.7	10.88	10.4	13.76	13.19	He обн.	He обн.	14	He обн.	3.36	He обн.	2.55	4.69	He обн.	He обн.	3.48	He обн.	He обн.	22	He обн.	6.92
Y	15.55	30.73	16.98	13.01	18.24	18.53	11	15	18	18.3	19.7	19	20.46	14	18	31.35	23	23.41	22	10	23.86
Zr	81	85	51	32	58	85	31	73	76	37	40	69	28	46	98	130	51	81	100	28	42
Nb	3.58	7.25	3.04	1.43	4.24	5.24	—	—	—	2.2	5.05	2.97	2.95	—	—	10.95	—	10.70	—	—	4.37
Cs	3.07	0.42	He обн.	1.63	0.53	0.002	—	—	—	0.68	He обн.	0.03	0.01	—	—	0.09	—	—	—	—	0.11
Ba	740	210	240	660	930	27	150	190	200	50	35	120	61	34	230	96	13	55	830	61	170
La	8.03	10.63	10.34	2.29	9.58	16.19	—	—	—	2.03	4.14	3.06	8.57	—	—	15.05	—	22.93	—	—	6.94
Ce	20.00	24.18	23.59	6.78	19.07	32.78	—	—	—	4.98	10.32	8.29	19.46	—	—	34.44	—	44.57	—	—	16.34
Pr	2.61	2.78	2.67	1.14	2.38	4.01	—	—	—	0.82	1.41	1.23	2.57	—	—	4.58	—	5.8	—	—	2.41
Nd	11.32	12.01	11.37	5.70	10.48	17.12	—	—	—	4.44	6.72	5.84	11.34	—	—	19.05	—	25.33	—	—	11.76
Sm	3.02	3.78	3.01	1.71	3.11	4.12	—	—	—	1.68	2.18	1.87	3.25	—	—	5.06	—	6.02	—	—	3.37
Eu	0.87	1.56	0.71	0.59	1.04	1.02	—	—	—	0.81	0.42	0.69	0.83	—	—	1.69	—	1.61	—	—	1.04
Gd	2.63	3.83	2.45	1.74	2.80	3.13	—	—	—	2.13	1.94	2.64	3.34	—	—	5.15	—	4.20	—	—	3.61
Tb	0.44	0.72	0.37	0.31	0.48	0.48	—	—	—	0.40	0.38	0.52	0.55	—	—	0.80	—	0.56	—	—	0.62
Dy	2.94	5.38	2.34	2.29	2.98	3.30	—	—	—	3.06	2.67	3.74	3.3	—	—	5.07	—	3.38	—	—	3.99
Ho	0.64	1.31	0.50	0.51	0.61	0.73	—	—	—	0.72	0.60	0.85	0.70	—	—	1.05	—	0.70	—	—	0.89
Er	1.79	3.52	1.43	1.54	1.69	2.08	—	—	—	2.13	1.71	2.31	1.93	—	—	2.85	—	1.89	—	—	2.42
Tm	0.26	0.49	0.22	0.23	0.26	0.29	—	—	—	0.31	0.27	0.35	0.30	—	—	0.41	—	0.29	—	—	0.36
Yb	1.50	2.93	1.34	1.32	1.54	1.67	—	—	—	1.89	1.75	2.05	1.86	—	—	2.40	—	1.75	—	—	2.17
Lu	0.26	0.51	0.23	0.21	0.27	0.26	—	—	—	0.33	0.30	0.33	0.32	—	—	0.41	—	0.30	—	—	0.36
Hf	2.39	2.10	1.54	0.88	1.04	1.78	—	—	—	1.06	1.09	1.43	2.40	—	—	2.70	—	2.64	—	—	1.21
Ta	0.27	0.40	He обн.	0.11	0.20	0.33	—	—	—	0.16	He обн.	1.01	0.20	—	—	0.79	—	0.057	—	—	2.06
Th	2.56	6.65	1.49	He обн.	2.93	6.83	—	—	—	0.06	0.48	0.1	0.93	—	—	0.30	—	0.13	—	—	0.53
U	0.49	0.85	He обн.	0.05	1.24	0.85	—	—	—	0.002	He обн.	0.07	1.38	—	—	0.25	—	—	—	—	0.38

Компо- нент	Низкотитанистые метавулканы																			
	2/86	2а/86	316/86	32/86	34а/86	37/86	37в/86	38/86	38а/86	38б/86	39а/86	40/86	867/2	867/9	867/10	869/2	869/6	869/8-1	869/16	869/18
SiO ₂	50.08	51.33	50.68	51.09	51.42	45.51	51.72	46.20	49.08	48.44	50.12	49.98	48.20	50.24	49.49	51.07	49.27	46.38	47.71	49.60
TiO ₂	0.36	0.39	0.24	0.17	0.31	0.35	0.44	0.39	0.28	0.24	0.23	0.21	0.14	0.33	0.24	0.07	0.21	0.08	0.38	0.24
Al ₂ O ₃	12.33	12.77	12.67	13.2	12.62	12.16	13.4	13.30	12.42	14.20	13.41	11.51	11.57	14.09	13.44	10.41	12.75	14.87	14.70	15.20
FeO	7.26	7.25	7.05	7.88	7.43	6.48	7.9	8.31	7.16	8.79	7.50	7.51	5.71	6.67	5.91	5.23	6.28	5.94	7.58	6.97
Fe ₂ O ₃	2.64	2.45	2.54	1.51	2.24	4.49	2.67	3.54	2.92	1.17	2.36	2.14	3.28	3.12	3.73	1.60	4.63	3.34	1.53	1.79
MnO	0.18	0.16	0.16	0.16	0.15	0.16	0.15	0.19	0.16	0.16	0.17	0.19	0.23	0.16	0.15	0.19	0.19	0.22	0.21	0.15
MgO	12.37	11.31	11.43	10.33	11.50	9.73	10.22	12.45	13.78	10.84	12.05	15.27	13.64	10.50	9.35	17.10	10.58	13.27	13.80	11.27
CaO	10.41	10.60	11.59	11.99	11.46	16.46	10.74	12.41	9.61	12.09	10.86	8.81	14.61	11.41	14.50	12.06	13.04	12.78	11.63	12.10
Nb ₂ O	1.13	2.23	1.63	1.36	1.39	1.02	2.11	1.03	1.56	1.72	1.17	1.16	0.54	2.02	0.67	0.70	1.15	1.3	1.74	2.07
K ₂ O	0.46	0.16	0.23	0.18	0.13	0.18	0.16	0.20	1.42	0.18	0.21	0.14	0.08	0.07	0.20	0.06	0.18	0.14	0.14	0.10
P ₂ O ₅	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03	0.05	0.05	0.04	0.01	0.04	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.01	0.04	0.02	0.02	0.03
П.п.п.	1.86	0.37	0.89	1.57	0.39	2.47	0.82	1.48	0.86	1.64	1.08	2.41	1.45	0.82	1.9	0.90	2.76	1.07	1.04	0.56
Сумма	99.12	99.06	99.14	99.48	99.08	99.06	100.38	99.54	99.25	99.51	99.18	99.35	99.48	99.46	99.61	99.40	99.40	99.42	100.48	100.08
Sc	84	75	39	48	43	51	42	42	38	39	35	36	35	78	67	44	44	67	44	62
V	190	210	200	220	200	220	220	210	180	200	190	200	130	190	190	110	110	130	200	210
Cr	630	630	927	490	720	680	580	780	840	880	690	1200	1100	650	790	1900	1900	610	410	360
Ni	260	240	290	230	240	250	200	290	250	300	240	360	290	180	230	460	460	550	270	230
Co	53	56	56	57	56	53	52	69	49	54	53	58	53	52	55	52	52	63	47	55
Sr	49	110	72	140	72	130	130	150	77	93	97	37	220	140	120	36	36	390	110	190
Rb	5.86	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	1.04	Не обн.	8	Не обн.	3.68	Не обн.	2.9	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Y	11.4	8	6	15.3	7	8	13.4	15.23	6	6	6	6.2	5.54	10.5	6	5	5	7	11	6
Zr	8	17	5	16	11	10	9	22	5	7	5	5	12	14	11	9	9	14	42	11
Nb	1.08	—	—	Не обн.	—	—	0.07	2.97	—	—	—	0.96	0.22	1.06	—	—	—	—	Не обн.	—
Cs	2.05	—	—	»	—	—	Не обн.	0.08	—	—	—	1.31	Не обн.	0.06	—	—	—	—	»	—
Ba	23	16	21	22	12	12	12	12	46	14	12	12	12	34	12	12	12	21	30	34
La	3.03	—	—	0.68	—	—	0.68	1.77	—	—	—	0.83	0.56	3.15	—	—	—	—	2.13	—
Ce	5.79	—	—	2.06	—	—	2.23	4.45	—	—	—	2.06	1.27	5.68	—	—	—	—	4.70	—
Pr	0.70	—	—	0.32	—	—	0.28	0.64	—	—	—	0.32	0.19	0.65	—	—	—	—	0.56	—
Nd	2.72	—	—	1.88	—	—	1.83	3.22	—	—	—	1.51	0.94	2.56	—	—	—	—	2.52	—
Sm	0.67	—	—	0.94	—	—	0.75	1.03	—	—	—	0.48	0.32	0.62	—	—	—	—	0.71	—
Eu	0.20	—	—	0.31	—	—	0.27	0.31	—	—	—	0.41	0.15	0.19	—	—	—	—	0.81	—
Gd	1.11	—	—	1.03	—	—	0.87	1.55	—	—	—	0.60	0.47	1.07	—	—	—	—	0.64	—
Tb	0.23	—	—	0.22	—	—	0.19	0.33	—	—	—	0.11	0.10	0.22	—	—	—	—	0.10	—
Dy	1.57	—	—	1.76	—	—	1.48	2.35	—	—	—	0.95	0.81	1.45	—	—	—	—	0.75	—
Ho	0.38	—	—	0.43	—	—	0.37	0.58	—	—	—	0.25	0.19	0.36	—	—	—	—	0.17	—
Er	1.09	—	—	1.33	—	—	1.16	1.79	—	—	—	0.82	0.62	1.02	—	—	—	—	0.48	—
Tm	0.17	—	—	0.23	—	—	0.19	0.27	—	—	—	0.13	0.11	0.16	—	—	—	—	0.08	—
Yb	1.09	—	—	1.54	—	—	1.31	1.67	—	—	—	0.77	0.71	0.97	—	—	—	—	0.56	—
Lu	0.18	—	—	0.29	—	—	0.26	0.28	—	—	—	0.14	0.12	0.16	—	—	—	—	0.10	—
Hf	0.34	—	—	2.25	—	—	1.28	1.03	—	—	—	0.02	—	0.57	—	—	—	—	0.48	—
Ta	0.02	—	—	Не обн.	—	—	Не обн.	0.21	—	—	—	0.12	0.02	0.82	—	—	—	—	Не обн.	—
Th	0.65	—	—	»	—	—	»	1.28	—	—	—	Не обн.	Не обн.	0.57	—	—	—	—	0.004	—
U	0.21	—	—	»	—	—	»	0.35	—	—	—	»	»	0.31	—	—	—	—	Не обн.	—

Примечание. Не обн. — содержание элемента ниже предела обнаружения. Прочерк — не определялось.

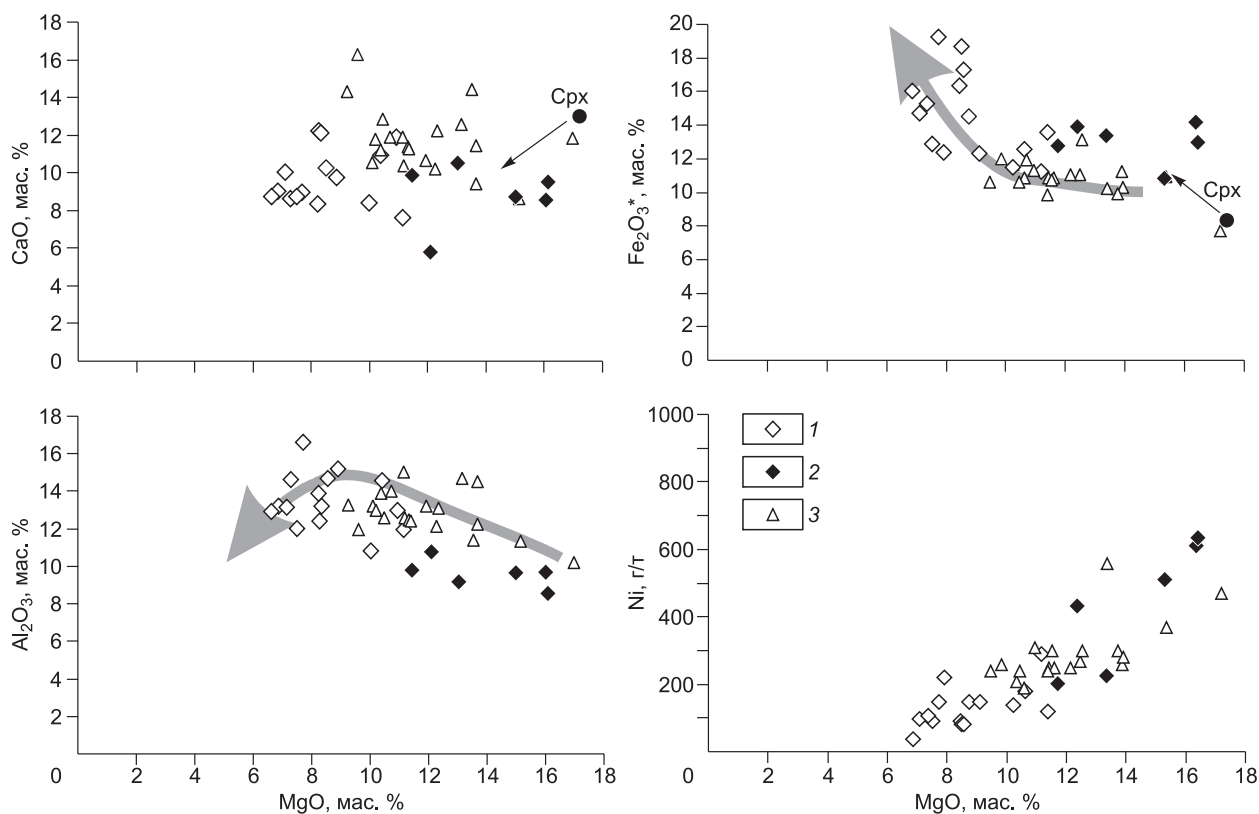


Рис. 8. Вариации содержаний CaO , Al_2O_3 , Fe_2O_3 и Ni в зависимости от MgO в метавулканитах Тункинского террейна.

1 — высокотитанистые metabазальты, 2 — высокотитанистые метапикриты, 3 — низкотитанистые метавулканисты. Показан состав клинопироксена по [Mashima, 2005].

лий по Sr (рис. 9). Низкотитанистые метавулканисты характеризуются отсутствием ярко выраженных аномалий по Ti и знакопеременными по Zr, отношения $(\text{Nb}/\text{La})_{\text{PM}}$ варьируют в широких пределах (0.32—1.6). Содержания Th в большинстве проб ниже предела обнаружения, поэтому судить о величине Nb аномалии сложно. Для них типичны как обедненные легкими лантаноидами $((\text{La}/\text{Yb})_N = 0.32—0.77)$, так и слабообогатенные $((\text{La}/\text{Yb})_N = 1.9—2.3)$, близкие к «бонинитовому» типу спектры распределения (рис. 10). Характерны слабо выраженные до выраженных знакопеременные Eu аномалии.

Высокотитанистые метавулканисты уртагольской свиты. В группе высокотитанистых метавулканистов metabазальты и метапикриты рассматриваются отдельно, поскольку на элементных диаграммах они нередко образуют разные, неперекрывающиеся или только частично перекрывающиеся кластеры.

К metabазальтам отнесены породы с содержанием (мас. %) MgO в интервале 6.8—11.2, с варьирующим содержанием TiO_2 (0.96—2.8) и SiO_2 (43.1—54.5). С уменьшением содержания магнезия наблюдается рост концентраций FeO^* , TiO_2 , что соответствует фракционированию оливина. Высокотитанистые metabазальты характеризуются широким диапазоном содержаний несовместимых микроэлементов, спектры распределения которых располагаются от составов, близких к N-MORB, до островодужных (см. рис. 9). Повышенные содержания LREE, Rb, Ba сближают спектры составов с островодужными, но при этом обнаруживают знакопеременные Zr и Ti аномалии. $(\text{Nb}/\text{La})_{\text{PM}}$ (0.3—1.2) и $(\text{Nb}/\text{Th})_{\text{PM}}$ (0.4—4.3) отношения варьируют в широком диапазоне, что выражается наличием положительных или отрицательных Nb аномалий.

Для высокотитанистых metabазальтов характерны фракционированные спектры распределения в области легких $(\text{La}/\text{Yb})_N = 0.8—9.4$ и достаточно пологие в области тяжелых РЗЭ, а также знакопеременные аномалии Eu.

Подгруппа высокотитанистых метапикритов включает метавулканисты с содержанием (мас. %) MgO 11.6—16.3, SiO_2 46.6—52.2 и суммы щелочей 1.1—3.2 [Le Bas, 2000]. С падением Mg# возрастают содержания TiO_2 , FeO^* , что указывает на дифференциацию с участием оливина (см. рис. 7).

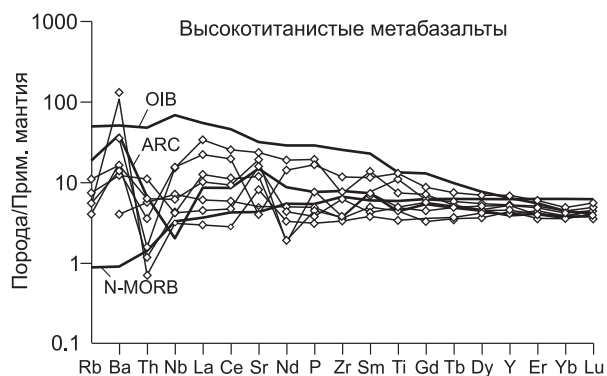
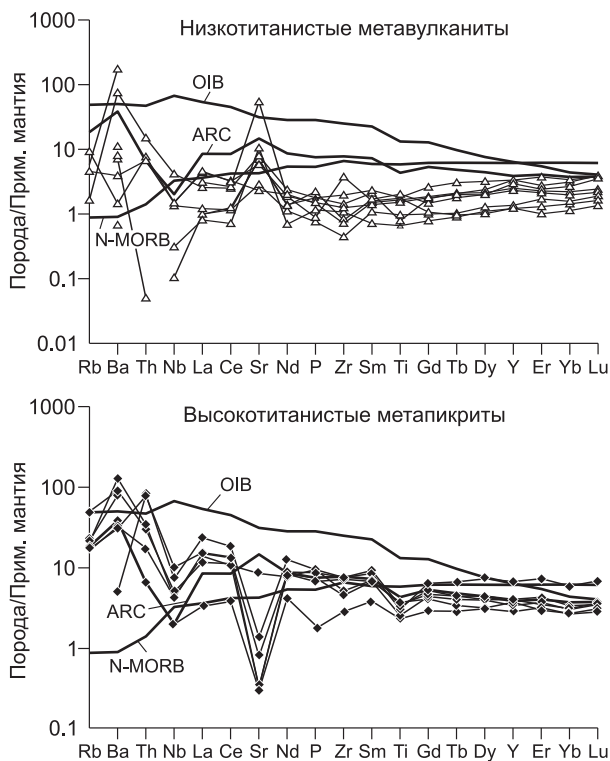


Рис. 9. Диаграмма концентраций несовместимых элементов, нормированных к примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989], для метавулканитов Тункинского террейна.

Средний состав N-MORB, OIB, по [Sun, McDonough, 1989], ARC — средний состав высоко Mg базальта влк. Ключевской, по [Dorendorf et al., 2000].

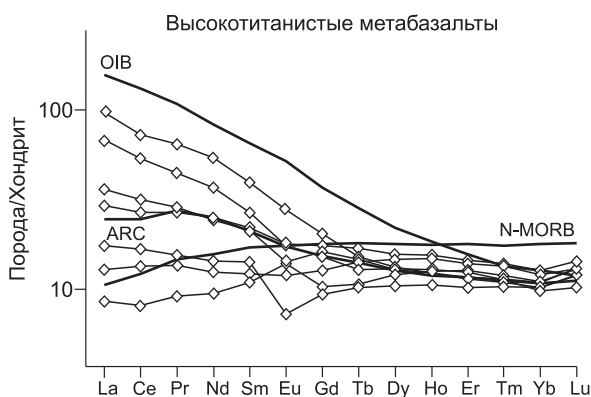
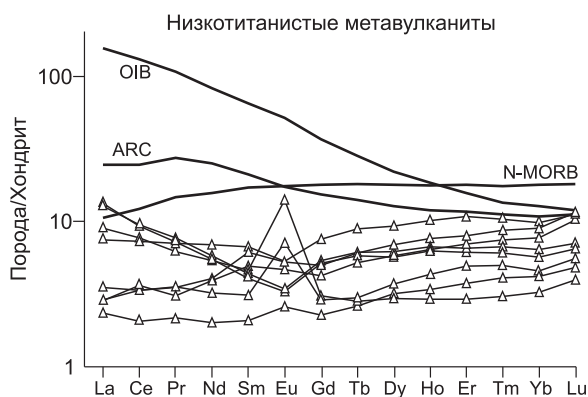


Рис. 10. Диаграммы концентраций редкоземельных элементов, нормированные к хондриту [Sun, McDonough, 1989], для метавулканитов Тункинского террейна.

Средний состав N-MORB, OIB, по [Sun, McDonough, 1989], ARC — средний состав высоко Mg базальта влк. Ключевской, по [Dorendorf et al., 2000].

Для всех выделенных групп метавулканитов вероятность участия клинопироксена в процессе фракционирования маловероятна, на что указывает отсутствие на диаграммах характерных корреляционных зависимостей (см. рис. 8). Изгиб трендов на данной диаграмме, вероятнее всего, свидетельствует об изменении фракционирующих фаз при снижении магнезиальности.

Спектры распределения несовместимых микроэлементов симбатны островодужным (см. рис. 9). Типичны выраженные отрицательные аномалии по Ti, Nb и переменные по Zr, а также обогащение легкими РЗЭ; Ba, Rb и Th, в отличие от островодужных, имеют выраженную отрицательную аномалию по

Sr. Величины $(\text{Nb/La})_{\text{PM}}$ и $(\text{Nb/Th})_{\text{PM}}$ понижены относительно значений для примитивной мантии (0.28—0.65 и 0.1—0.24 соответственно). Для высокотитанистых метапикритов характерны фракционированные спектры распределения в области легких ($(\text{La/Sm})_N = 0.9—2.5$) и достаточно плоские в области тяжелых РЗЭ ($(\text{Gd/Yb})_N = 1.1—1.5$).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Условно разделенные по содержанию титана метавулканиды при существующих вышеописанных отличиях имеют и некоторые близкие геохимические особенности. В каждой группе имеются высокомагнезиальные разновидности, а также метавулканиды, обогащенные LREE и обедненные Nb относительно La и Th, что предполагает надсубдукционную природу родоначальных расплавов.

Судя по диаграммам (см. рис. 9, 10, 11), можно предположить, что исходным для тункинских метавулканидов, вероятнее всего, являлся близкий или более деплетированный, чем источник N-MORB, расплав с различным вкладом обогащенного материала в область магмогенерации.

Для установления мантийных источников вулканидов наиболее приемлемыми являются соотношения Th-Nb-Ce (La), отражающие состав мантийного источника, а также участие материала океанической и континентальной коры. В низкотитанистых метавулканидах содержания Th и Nb определены в четвертой и шестой пробах из восьми соответственно, в остальных пробах содержания данных элементов ниже предела обнаружения. Концентрации Th в трех пробах низкотитанистых метавулканидах близки базальтам островных дуг, или несколько выше [Dorendorf et al., 2000], а в одной имеют очень низкие значения. Содержания Nb в четырех пробах близки островодужным, а в двух обнаруживаются более низкие концентрации. Значения $(\text{Nb/Th})_{\text{PM}}$, определенные в четырех пробах всегда меньше единицы (0.20—0.31), т.е. данным породам свойственно обогащение Th относительно Nb, типичное для контаминированных или субдукционных вулканидов. Отношение $(\text{Nb/La})_{\text{PM}}$, определенное в пяти пробах из семи, имеет низкие значения (0.11—0.38). При этом повышенные значения данного отношения (> 1) (определенные в двух пробах) при высоких значениях $(\text{Th/La})_{\text{PM}}$, т.е. обедненные La разности, вероятнее всего, являются результатом более высоких степеней частичного плавления. Если обратиться к диаграмме (см. рис. 11), то можно заметить, что низкотитанистым метавулканидам действительно свойственны более высокие степени плавления, понижающиеся к высокотитанистым метабазальтам. В показанных (см. рис. 11) для сравнения пикритах центра спрединга EPR [Perfit, 1996] степень частичного плавления достигает порядка 15—18 %. Низкие значения Nb/U в низкотитанистых метавулканидах (3—9) по сравнению с N-MORB (40—60), наряду с вышеуказанными данными, вероятнее всего, указывают на участие корового материала в составе источника.

Высокотитанистые метабазальты характеризуются близкими или несколько повышенными относительно N-MORB отношениями Th/Nb, Th/Zr и Ce/Nb (рис. 12). При этом Nb/Zr значительно отличаются от N-MORB, а точки составов располагаются вблизи полей пикритов [Huang, 2005] и пикритоидов [Изох, 2005], обогащенных рециклированным материалом океанической коры. Для них характерны низкие значения $(\text{Th/La})_{\text{PM}}$ (0.05—0.87), высокие, за исключением одного образца, $(\text{Nb/Th})_{\text{PM}}$ отношения и варьирующие $(\text{Nb/La})_{\text{PM}}$ (0.3—1.1). Все это указывает на обогащение данных пород Nb и предполагает участие рециклированного материала океанической коры, испытавшего плавление в зоне субдукции, в составе источника метавулканидов.

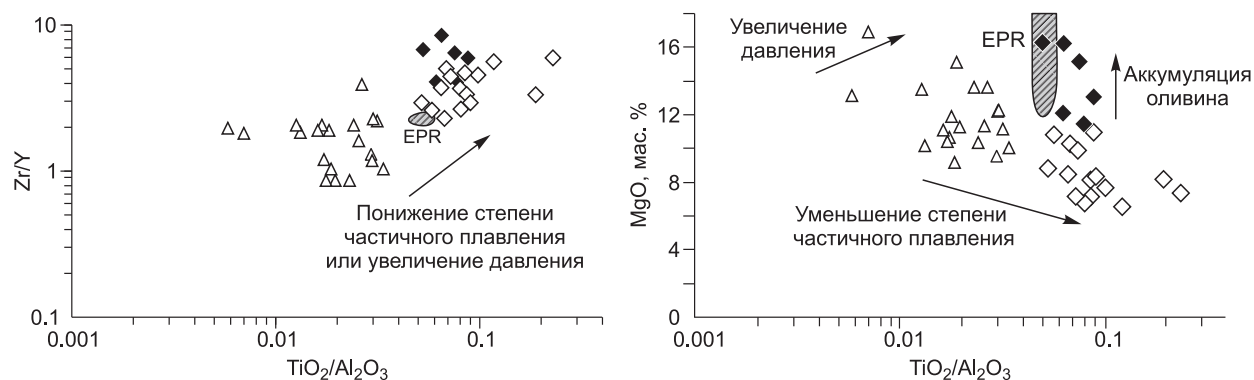


Рис. 11. Вариации содержания MgO и отношения Zr/Y в зависимости от $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ в метавулканидах Тункинского террейна.

Усл. обозн. см. на рис. 8.

Показаны поля пикритов East Pacific Rise (EPR), по [Perfit et al., 1996].

Рис. 12. Диаграммы Th/Zr—Nb/Zr и Th/Nb—Ce/Nb для метавулканитов Тункинского террейна.

Усл. обозн. см. на рис. 8.

Показаны поля пикритойдов Эймешань [Изох, 2005] и Koolau lavas [Huang, 2005] и поля базальтов задуговых бассейнов [Wang et al., 2007].

DMM (компонент истощенного мантийного источника MORB), RSC (остаточный компонент рециклированного океанического слэба), SDC (субдукционный компонент островодужного магматизма), по [Saunders et al., 1988].

Резко выделяющимися из всей совокупности метавулканитов являются высокотитанистые метапикриты, отличие составов которых трудно объяснить только процессами дифференциации или разной степенью плавления (см. рис. 11). При близкой с низкотитанистыми метавулканитами магнезиальности, они характеризуются стабильно повышенными содержаниями LILE, LREE и ярко выраженными отрицательными аномалиями Nb ($(\text{Nb}/\text{Th})_{\text{PM}} = 0.09\text{—}0.24$, $(\text{Nb}/\text{La})_{\text{PM}} = 0.28\text{—}0.66$) и частично Zr, что типично для пород, формирующихся в зоне субдукции. На участие субдукционной составляющей указывают одновременно повышенные Ce/Nb и Th/Nb отношения, а также высокие значения Th/Zr (см. рис. 12), указывающие на роль обогащенного флюида в составе источника высокотитанистых метапикритов.

Полученные изотопные отношения, наряду с имеющимися геохимическими данными, вполне соотносятся с полученными выводами. Изотопный состав Nd метавулканитов является низкорadioгенным ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512001\text{—}0.512298$), что возможно при добавлении к составу мантийного источника некоего обогащенного компонента. Подобные изотопные отношения близки составу обогащенной мантии (EM), характеризующейся низкими Nd отношениями. Формирование этого мантийного компонента традиционно связывают с добавкой корового материала в форме субдуцированных осадков. Установить по имеющимся изотопным данным состав обогащенного мантийного источника (EM 1 или EM2) сложно, но нужно отметить, что низкие отрицательные значения ϵ_{Nd} (от -4.8 до -9.6) (табл. 2) достигаются при добавлении в область магмогенерации древнего материала коры.

Возможны разные объяснения присутствия геохимически различающихся типов метавулканитов. Один вариант — результат плавления разных исходных мантийных источников. Можно предположить, что в качестве обогащенного источника для высокотитанистых метапикритов выступал богатый Nb рециклированный материал океанической коры (слэба), для высокотитанистых метапикритов — характеризующийся высокими содержаниями LILE и LREE, субдукционный флюид. Обогащение низкотитанистых метавулканитов, вероятнее всего, связано с ассимиляцией ими материала континентальной коры.

Остановимся более подробно на метавулканитах, в которых высокая магнезиальность ($\text{Mg}\# = 68\text{—}84$), наряду с повышенными концентрациями в них Cr и Ni, указывает на их близость к первичным расплавам. Данные породы характеризуются низкими $(\text{Sm}/\text{Yb})_{\text{N}}$ отношениями, что является признаком значительных степеней плавления и/или отсутствия граната в рестите. Отличительной особенностью изучаемых высокомагнезиальных метавулканитов является повышенное содержание в них кремнезема. В современных островодужных системах формирование расплавов одновременно высокомагнезиальных и

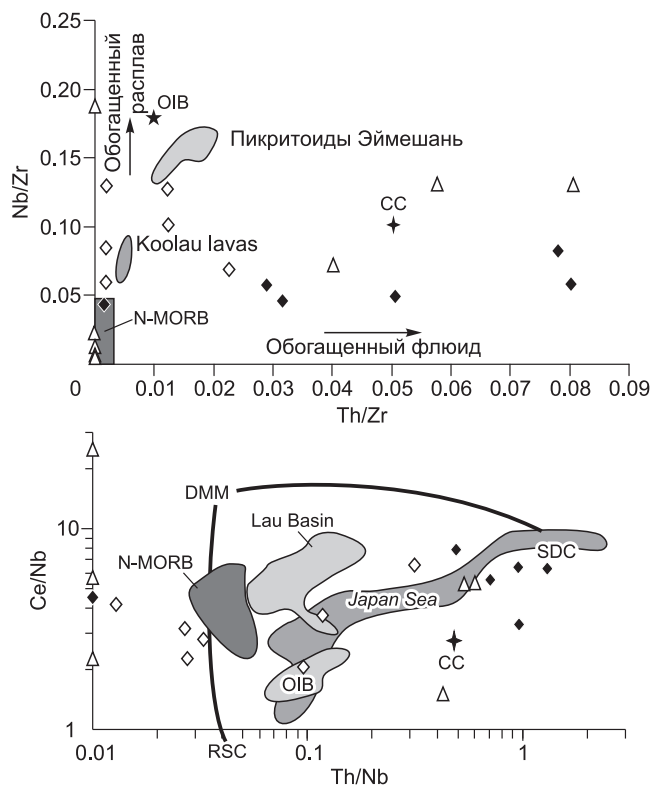


Таблица 2. Sm-Nd изотопные данные для метавулканитов Тункинского террейна

Номер образца	T, млн лет	Содержание, г/г		$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$
		Sm	Nd			
43/86	600	3.02	11.32	0.16058	0.512006 ± 5	-9.6
869/7	600	6.02	25.33	0.14305	0.512001 ± 5	-8.3
865/17	600	3.25	11.34	0.17250	0.512298 ± 13	-4.8

высококремнистых приписывается малым глубинам их формирования (порядка 50 км) при достаточно высоких температурах (> 1300 °С) и высоких степенях плавления мантийного источника [Faloon, 2000]. Высокие степени плавления мантии достигаются либо при экстремальных условиях в зонах субдукции, обеспечивающих возможность декомпрессионного плавления (косая субдукция, перескок зоны субдукции, поперечное растяжение и др.), либо при прогреве надсубдукционной мантии теплом плюмового источника [Изох, 2010].

Субдукционные тектонические обстановки, в которых вулканы характеризуются умеренным обогащением LREE, наличием слабых положительных или отрицательных Nb, P и Ti аномалий, принято относить к задуговым [Manikyamba, 2009; и др.]. Непосредственно с задуговым спредингом связываются высокожелезистые пикриты, пикробазальты и пикриты раннепротерозойского Печенго-Варзугинского пояса, Кольского полуострова [Sharkov, 1997] и современные пикриты островов Кумеджима и Рюкю [Junichi, 2004]. Ассоциация с карбонатными и терригенными породами, совместное нахождение в толще с серпентинитами и геохимические особенности высокомагнезиальных метавулканитов показывают, что последние могут маркировать древнюю зону спрединга окраинного бассейна в пределах Тункинского террейна. Возможно, деплетированные вулканы (низкотитанистые метавулканиты) образовывались на несколько более ранних стадиях, в период максимального раскрытия задугового бассейна с активным спредингом. Низкотитанистые метавулканиты, характеризующиеся более высокими степенями частичного плавления (низкие содержания Zr и пониженные Zr/Y отношения), согласно [Ohara, 2006], действительно могут отвечать более высоким скоростям (7—8 см/год) начального этапа спрединга задугового бассейна.

Обогащенные разности вулканитов могли отвечать более поздним стадиям, когда обстановка спрединга (растяжения) сменилась субдукционной (сжатия), маркирующей в высокотитанистых метапикритах высокими содержаниями LILE, LREE и выраженными отрицательными Nb, Ti аномалиями.

Таким образом, с учетом одной из последних интерпретаций структуры Саяно-Байкальской складчатой области [Зорин, 2009] можно считать, что Тункинский террейн является составной частью задугового бассейна активной островодужной окраины, а «примитивные» высокомагнезиальные метавулканиты маркируют задуговой палеоспрединг.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Близость составов высокомагнезиальных метавулканитов, выявленных в центральной части Тункинских Гольцов, к породам, имеющим субдукционную природу, наличие базальтоидов как с выраженной отрицательной, так и с положительной Nb аномалиями, а также совместное нахождение данных пород в разрезе с серпентинитами может маркировать древнюю зону спрединга задугового бассейна в пределах Тункинского террейна.

Источником обогащения для высокотитанистых metabазальтов выступал богатый Nb рециклированный материал океанической коры (RSC), а для высокотитанистых метапикритов субдукционный флюид, характеризующийся высокими содержаниями легких редкоземельных элементов и Th, относительно Nb. Обогащение низкотитанистых метавулканитов, вероятно, образовавшихся на ранних стадиях раскрытия бассейна, происходило за счет контаминации расплава материалом континентальной коры.

Различное положение низко- и высокомагнезиальных разностей базальтов в разрезе Тункинского террейна, ассоциация с первыми андезитов (толтинская свита), а со вторыми ультраосновных пород (уртагольская свита), увеличение степени дифференцированности расплава вверх по разрезу может отражать временную эволюцию вулканизма.

ЛИТЕРАТУРА

Беличенко В.Г., Боос Р.Г. Эволюция земной коры южного складчатого обрамления Сибирской платформы в палеозое // Эволюция земной коры в докембрии и палеозое (Саяно-Байкальская горная область). Новосибирск, Наука, 1988, с. 91—115.

Беличенко В.Г., Резницкий Л.З., Гелетий Н.К., Бараш И.Г. Тувино-Монгольский массив и его восточное обрамление // Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков (Матер. Всероссийской научной конф.). Иркутск, 2002, с. 19—21.

Боос Р.Г. Палеозой Тункинских Гольцов Восточного Саяна: Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Иркутск, ИЗК СО АН СССР, 1988, 24 с.

Боос Р.Г. Палеозой Тункинских Гольцов Восточного Саяна. Новосибирск, Наука, 1991, 144 с.

Зорин Ю.А., Скляр Е.В., Беличенко В.Г., Мазукабзов А.М. Механизм развития системы островная дуга—задуговой бассейн и геодинамика Саяно-Байкальской складчатой области в позднем рифе—раннем палеозое // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (3), с. 209—227.

Изох А.Э., Поляков Г.В., Хоа Чан Чонг, Балыкин П.А., Фьонг Нго Тхи. Пермотриасовый ультрамафит-мафитовый магматизм Северного Вьетнама и Южного Китая как проявление плюмового магматизма // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (9), с. 942—951.

Изох А.Э., Вишневский А.В., Поляков Г.В., Калугин В.М., Оюунчимэг Т., Шелепаев Р.А., Егорова В.В. Урэгнурская платиноносная вулканоплутоническая пикрит-базальтовая ассоциация Монгольского Алтая — индикатор кембро-ордовикской крупной изверженной провинции // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (5), с. 665—681.

Классификация и номенклатура магматических горных пород / Под ред. О.А. Богатикова, Н.П. Михайлова, В.И. Гоньшакова. М., Недра, 1981, 160 с.

Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов. Рекомендации Подкомиссии по систематике изверженных пород Международного Союза геологических наук / Ред. С.В. Ефремова. М., Недра, 1997, 248 с.

Магматические горные породы. Классификация. Номенклатура. Петрография. Ч. 1 / Ред. О.А. Богатиков. М., Наука, 1983, 368 с.

Магматические горные породы. Ультрасосновые породы / Под ред. Е.В. Лазько, Е.В. Шаркова. М., Наука, 1988, 509 с.

Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л., Наука, 1980, 100 с.

Резницкий Л.З., Сальникова Е.Б., Бараш И.Г., Беличенко В.Г., Глебовицкий В.А., Котов А.Б., Ковач В.П., Яковлева С.З., Федосеенко А.М. Верхняя возрастная граница аккреции террейнов северо-западной части восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. РАН, 2007, т. 414, № 4, с. 518—522.

Школьник С.И., Резницкий Л.З., Беличенко В.Г., Бараш И.Г. Геохимия, вопросы петрогенезиса и геодинамическая типизация метавулканитов Тункинского террейна (Байкало-Хубсугульский регион) // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (9), с. 1013—1024.

Школьник С.И., Беличенко В.Г., Резницкий Л.З., Бараш И.Г. Фрагмент зоны задугового палеоспрединга в Тункинском террейне // Докл. РАН, 2010, т. 435, № 1, с. 109—113.

Dorendorf F., Wiechert U., Wörner G. Hydrated sub-arc mantle: a source for the Kluchevskoy volcano, Kamchatka/ Russia // Earth Planet. Sci. Lett., 2000, v. 175, p. 69—86.

Falloon T.J., Danyushevsky L.V. Melting of refractory mantle of 1.5, 2 and 2.5 GPa under anhydrous and H₂O-undersaturated conditions: implications for the petrogenesis of high-Ca boninites and influence of subduction components of mantle melting // J. Petrol., 2000, v. 41, p. 257—283.

Herzberg C., O'Hara M.J. Phase equilibrium constraints on the origin of basalts, picrites, and komatiites // Earth Sci. Rev., 1998, v. 44, p. 39—79.

Huang S., Frey F.A. Recycled oceanic crust in the Hawaiian Plume: evidence from temporal geochemical variations within the Koolau Shield // Contr. Miner. Petrol., 2005, v. 149, p. 556—575.

Ichiyama Y., Ishiwatari A. HFSE-rich picritic rocks from the Mino accretionary complex, southwestern Japan // Contr. Miner. Petrol., 2005, v. 149, p. 373—387.

Junichi I., Hiroaki S., Keiichi S. Petrogenesis of picrite from Kumejima Island, Ryukyu Island, implications for the opening of the Okinawa Trough // Japan Earth Planet., Sci, Joint Meeting. Abstracts. 2004, (K 073 P 010).

Kerr A.C., Marriner G.F., Arndt N.T., Tarney J., Nivia A., Saunders A.D., Duncan R.A. The petrogenesis of Gorgona komatiites, picrites and basalts: new field, petrographic and geochemical constraints // Lithos, 1996, v. 37, p. 245—260.

Larsen L.M., Pedersen A.K., Sundvoll B., Frei R. Alkali picrites formed by melting of old metasomatized lithospheric mantle: Maniitlat Member, Vaigat Formation, Paleocene of West Greenland // J. Petrol., 2003, v. 44, p. 3—38.

Le Bas M.J. IUGS reclassification of the high-Mg and picritic volcanic rocks // J. Petrol., 2000, v. 41, p. 1467—1470.

Manikyamba C., Kerrich R., Khanna T.C. Enriched and depleted arc basalts, with Mg-andesites and adakites: a potential paired arc—back-arc of the 2.6 Ga Hutti greenstone terrane, India // Geochim. Cosmochim. Acta, 2009, v. 73, p. 1711—1736.

Mashima H. Partial melting controls on the northwest Kyushu basalts from Saga-Futagoyama // Island Arc, 2005, v. 14, p. 165—177.

Ohara Y. Mantle process beneath Philippine Sea back-arc spreading ridges: a synthesis of peridotite petrology and tectonics // Island Arc, 2006, v. 15, p. 119—129.

Perfit M.R., Fornari D.J., Ridley W.I., Kirk P.D., Casey J., Kastens K.A., Reynolds J.R., Edwards M., Desonie D., Shuster R., Paradis S. Recent volcanism in the Siqueiros transform fault: picritic basalts and implications for MORB magma genesis // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1996, v. 141, p. 91—108.

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

Schuth S., Rohrbach A., Müunker C., Ballhaus C., Garbe-Schönberg D., Qopoto C. Geochemical constraints on the petrogenesis of arc picrites and basalts, New Georgia Group, Solomon Islands // *Contr. Miner. Petrol.*, 2004, v. 148, № 3, p. 288—304.

Sharkov E.V., Smolkin V.F. The early Proterozoic Pechenga-Varzuga Belt: a case of Precambrian back-arc spreading // *Prec. Res.*, 1997, v. 82, p. 133—151.

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

Tsikouras B., Pe-Piper G., Piper D.J.W., Hatzipanagiotou K. Triassic rift-related komatiite, picrite and basalt, Pelagonian continental margin, Greece // *Lithos*, 2008, v. 104, p. 199—215.

Wang Y.J., Zhao G.C., Fan W.M., Peng T.P., Sun L.H., Xia X.P. LA-ICP-MS U-Pb zircon geochronology and geochemistry of Paleoproterozoic mafic dykes from western Shandong Province: implication for back-arc basin magmatism in the Eastern Block, North China Craton // *Prec. Res.*, 2007, v. 154, p. 107—124.

Tian W., Campbell I.H., Allen C.M., Guan P., Pan W., Chen M., Yu H., Zhu W. The Tarim picrite—basalt—rhyolite suite, a Permian flood basalt from northwest China with contrasting rhyolites produced by fractional crystallization and anatexis // *Contr. Miner. Petrol.*, 2010, v. 160, p. 407—425.

Рекомендована к печати 23 марта 2012 г.

А.Э. Изохом

Поступила в редакцию

13 февраля 2012 г.