

ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

УДК 552.11

ПЕРМОТРИАСОВЫЙ ЭТАП ЩЕЛОЧНОГО МАГМАТИЗМА ВИТИМСКОГО
ПЛОСКОГОРЬЯ (Западное Забайкалье)

А.Г. Дорoshkevich^{1,2}, И.А. Избродин¹, М.О. Рампилов¹,
Г.С. Рипп¹, Е.И. Ласточкин¹, В.Б. Хубанов¹

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

²Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

Представлены результаты геохронологического (⁴⁰Ar–³⁹Ar, U–Pb SHRIMP-II и LA-ICP-MS) и геохимического изучения щелочных пород Амалатского, Сириктинского, Ципинского, Право- и Верхнеулиглинского массивов, расположенных на Витимском плоскогорье (Западное Забайкалье). Установлено, что формирование щелочных пород и процесс альбитизации происходили в период 261–242 млн лет. Изотопная неоднородность ($\epsilon_{Nd}(T) = +8.4 \dots -1.7$) щелочных пород свидетельствует о гетерогенности источников вещества с участием деплетированного компонента, обогащенного метасоматического флюида ювенильной природы и корового субстрата.

Щелочные и нефелиновые сиениты, пермотриасовый этап магматизма, геохронологические и изотопные данные, альбитизация, источники вещества

PERMO–TRIASSIC STAGE OF ALKALINE MAGMATISM IN THE VITIM PLATEAU
(western Transbaikalia)

A.G. Doroshkevich, I.A. Izbrodin, M.O. Rampilov, G.S. Ripp,
E.I. Lastochkin, and V.B. Khubanov

We present results of geochronological (⁴⁰Ar–³⁹Ar, U–Pb SHRIMP-II, and LA–ICP–MS) and geochemical studies of alkaline rocks of the Amalat, Sirikta, Tsipa, Pravyi Uligli, and Verkhni Uligli massifs in the Vitim plateau (western Transbaikalia). The formation of the alkaline rocks and the accompanying albitization are dated at 261–242 Ma. The isotope inhomogeneity ($\epsilon_{Nd}(T) = +8.4$ to -1.7) of the alkaline rocks indicates the heterogeneous composition of the source of their material having a depleted component, an enriched juvenile metasomatic fluid, and a crustal substrate.

Alkali and nepheline syenites, Permo–Triassic stage of magmatism, geochronological and isotope data, albitization, sources of material

ВВЕДЕНИЕ

Массивы щелочных пород, пространственно ассоциирующие с гранитами Ангаро-Витимского батолита, располагаются на Витимском плоскогорье в полосе северо-восточного простирания, протяженностью свыше 450 км и шириной около 50 км (рис. 1). Хотя временной интервал значений возрастов, основанный на Rb–Sr и K–Ar изотопных системах и геологических наблюдениях, варьировал в пределах 595–167 млн лет, породы были отнесены к позднепалеозойской щелочно-габброидной ассоциации сайжинского комплекса [Загузин и др., 1976; Андреева, 1982; Конев, 1982; Шаракшинов, 1984; Шаракшинов и др., 1991]. Вместе с тем А.А. Конев [1982] предложил условно выделить щелочно-габброидную (ийолит-габбро-пироксенитовую) ассоциацию в позднепалеозойский сайжинский комплекс, а щелочно-гранитную (щелочные сиениты-граниты) в раннемезозойский ципинский комплекс. В любом случае, ответить однозначно на вопрос о времени проявления щелочного магматизма на Витимском плоскогорье было сложно из-за слишком большого интервала имеющихся значений. Полученные нами геохронологические данные (⁴⁰Ar–³⁹Ar, U–Pb SHRIMP-II) по ряду щелочных массивов в исследуемой структуре

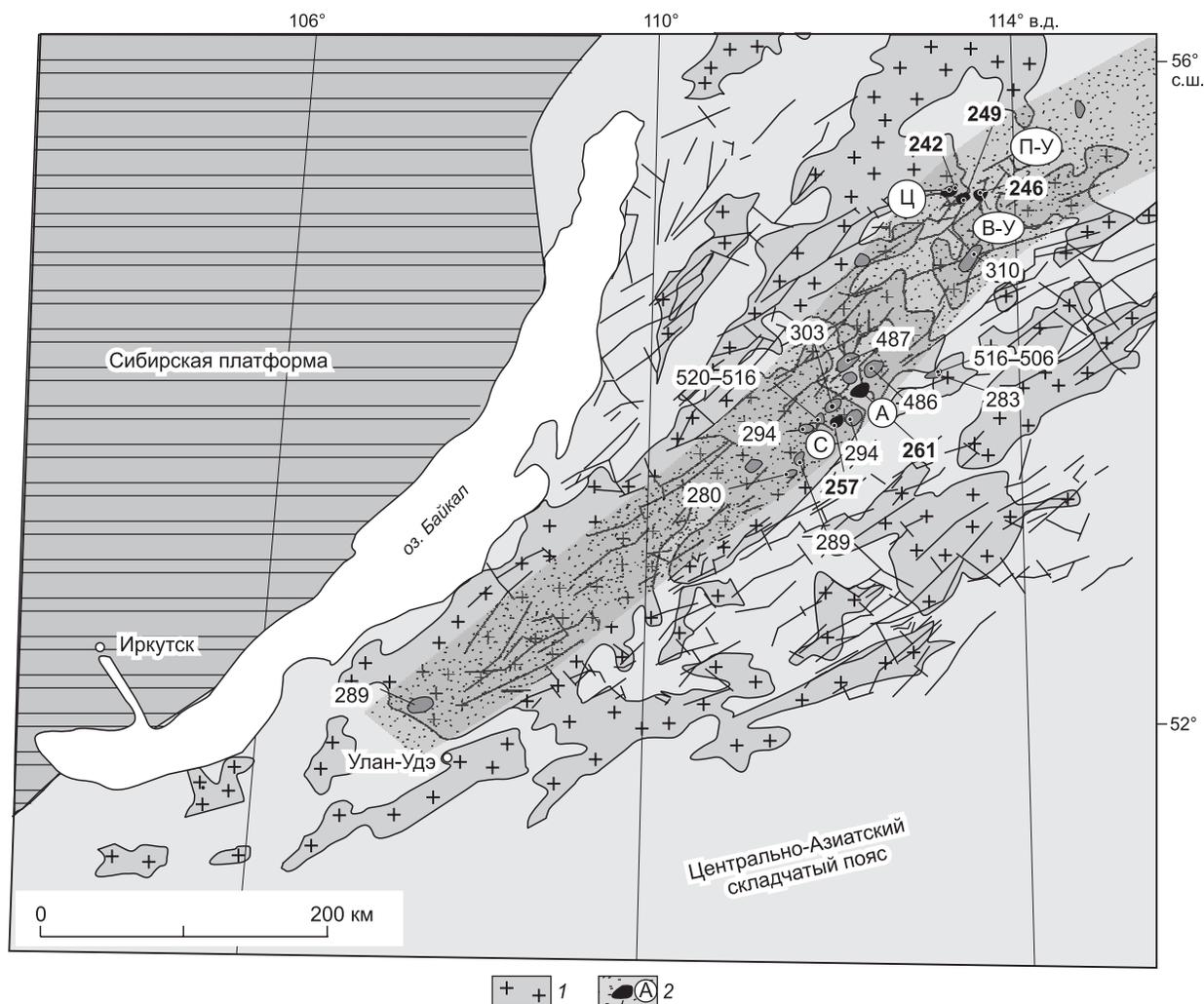


Рис. 1. Схема расположения щелочных массивов на Витимском плоскогорье с полученными U-Pb (SHRIMP-II, LA-ICP-MS) и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронологическими данными [Doroshkevich et al., 2012; Дорошкевич и др., 2012а,б, 2014; Дорошкевич, 2013; Избродин и др., 2017; данные этой статьи].

1 — позднепалеозойские гранитоиды Западного Забайкалья; 2 — щелочные массивы: А — Амалатский, В-У — Верхнеулиглинский, П-У — Правоулиглинский, С — Сириктинский, Ц — Ципинский. Указан возраст — млн лет.

показывают, что их формирование происходило, по крайней мере, в два временных интервала (см. рис. 1): 520—486 млн лет (Сайжинский, Снежный, Нижнебурульзайский, Гулхенский массивы), 306—294 млн лет (Мухальский, Верхнебурульзайский, Инолоктинский, Комский, Чининский массивы) [Doroshkevich et al., 2012; Дорошкевич и др., 2012а,б, 2014; Дорошкевич, 2013; Избродин и др., 2017]. В этом контексте большой интерес представляют щелочные массивы (Амалатский, Сириктинский, Ципинский, Право- и Верхнеулиглинский, Бамбуйский, Окуневский и другие), для которых отсутствуют определения возраста либо датирование проведено слабоустойчивым к наложенным вторичным процессам K-Ar методом. Так, например, для пород Амалатского массива получены значения возраста в интервале 325—293 млн лет [Конев и др., 1975], Ципинского — 277—167 млн лет [Конев и др., 1975; Конев, 1982] и Сириктинского — 299—222 млн лет [Конев и др., 1975; Конев, 1982]. По этим массивам также отсутствует изотопная и геохимическая информация, которая важна для определения источников вещества пород и характеристики одной из ключевых областей развития щелочного магматизма Центрально-Азиатского складчатого пояса. Стоит отметить, что для щелочных пород ранне- и позднепалеозойского этапов характерны широкие вариации значений изотопов Nd и Sr, свидетельствующие об участии в формировании пород как мантийного, так и корового компонентов [Doroshkevich et al., 2012; Дорошкевич, 2013; Избродин и др., 2017].

В статье приведены геохронологические ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, U-Pb SHRIMP-II и LA-ICP-MS), геохимические и изотопные (Sr, Nd) данные по породам Амалатского, Сириктинского, Ципинского, Право- и

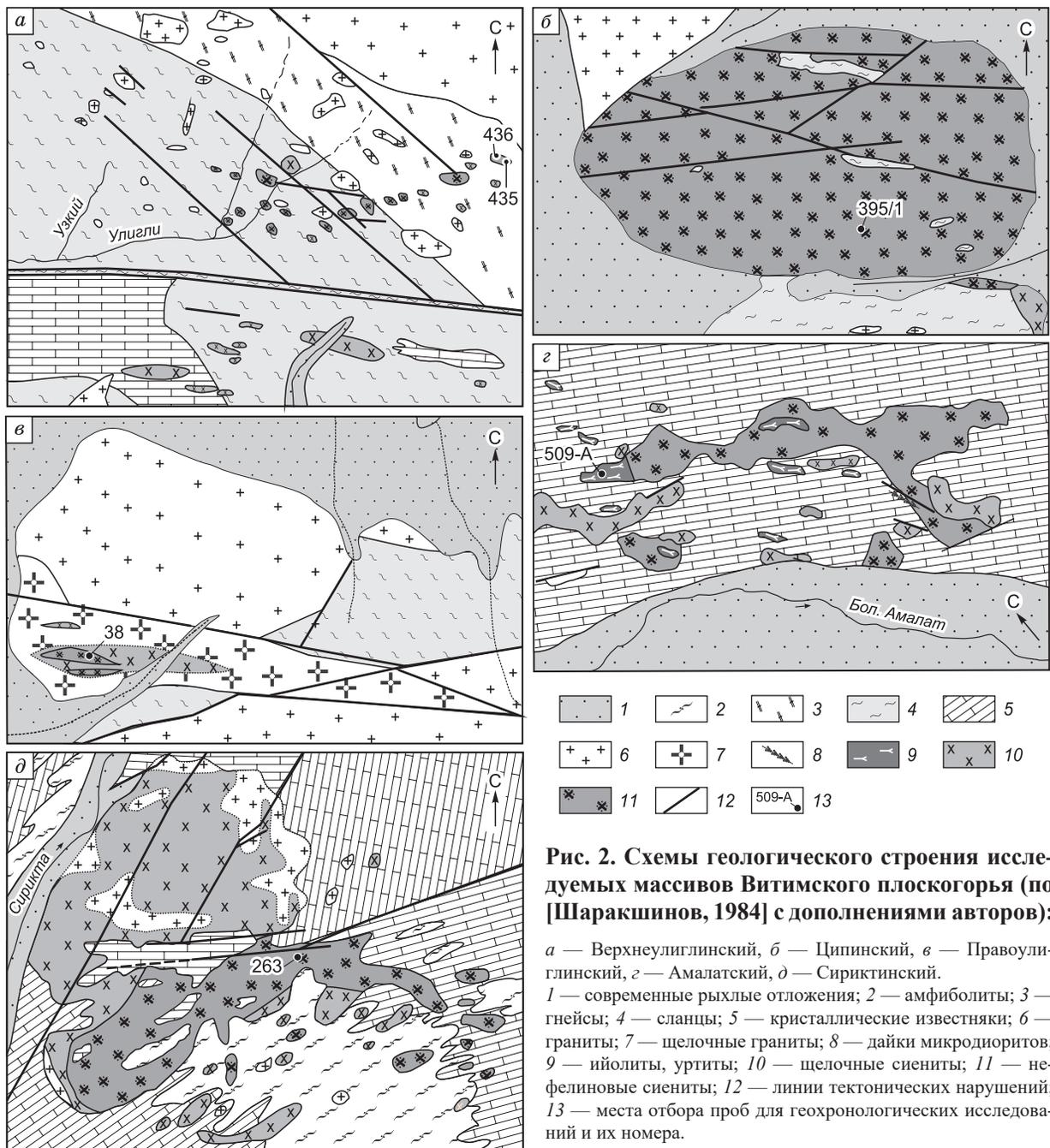
Верхнеулиглинского массивов, на основании которых определена геохронологическая позиция массивов, обоснованы источники вещества пород и дана их характеристика.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И КРАТКАЯ ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЩЕЛОЧНЫХ МАССИВОВ

Амалатский, Сириктинский, Ципинский, Право- и Верхнеулиглинский массивы расположены на Витим-Амалатском междуречье и в бассейнах рек Ципа и Талой (см. рис. 1, 2). Вмещающей рамой для них служат известняки, гнейсограниты, гнейсы амалатского метаморфического комплекса и интрузии позднепалеозойских гранитоидов баргузинского и зазинского комплексов.

Подробная геологическая и петрографическая характеристика массивов представлена в монографиях А.А. Конева [1982] и А.О. Шаракшинова [1984], в статье приведено их краткое описание.

Верхнеулиглинский массив представлен, по данным А.О. Шаракшинова [1984], серией мелких (размером до 0.1×0.8 км) штоко- и дайкообразных тел щелочных сиенитов (см. рис. 2, а). Породы имеют отчетливый интрузивный контакт с вмещающими сланцами и позднепалеозойскими гранитами. На пло-



щади массива также отмечены мелкозернистые светло-серые граниты, формирующие жильные тела мощностью до 1.5 м. Граниты прорывают все осадочные и магматические образования района, включая щелочные сиениты.

Сиениты представляют собой породы светло-серого цвета, с массивной текстурой и гипидиоморфно-зернистой структурой. Порода состоит из КПШ (40—60 %), альбит-олигоклаза (30—40 %), нефелина (10—20 %) и биотита. В качестве второстепенных и аксессуарных присутствуют гастингсит, магнетит, гроссуляр-альмандин, кальцит, циркон, бадделейт, фергусонит-У, торит, флюорит. Породы интенсивно альбитизированы. Альбит корродирует нефелин, КПШ, биотит, а также образует идиоморфные зерна размером до 0.2—0.3 мм.

Ципинский массив выглядит в плане как эллипсоидальное интрузивное тело размером 1.6×3.0 км, вытянутое в субширотном направлении (см. рис. 2, б). Восточный фланг массива перекрыт рыхлыми отложениями. В северо-западной части обнажаются граниты предположительно раннепалеозойского возраста, контакт с ними тектонический. Ципинский массив сложен в основном крупнозернистыми нефелиновыми сиенитами, безнефелиновые разности развиты в эндоконтактной зоне массива и вблизи ксенолитов песчано-сланцевых пород.

Текстура щелочных пород массивная или трахитоидная. Иногда отмечается порфириовидная структура, обусловленная наличием порфировых вкрапленников нефелина и КПШ (размером до 2—4 мм) на фоне более мелкозернистой основной массы. Нефелиновые сиениты характеризуются неравномерным распределением нефелина (12—25 %), КПШ (35—45 %) и альбита. Из темноцветных минералов преобладает биотит. Для массива характерно широкое развитие процесса альбитизации. Нефелин частично замещается альбитом и канкринитом. Последний также наблюдается обособленно от нефелина, выполняя межзерновое пространство между нефелином и КПШ. Содержание в породе его не превышает 10 %. В качестве второстепенных и аксессуарных присутствуют апатит, титанит, магнетит, циркон, черчит, торит, ксенотим. Кроме того, А.А. Конев [1974] установил бритоцит, пироксид, чевкинит и астрофиллит.

Правоулиглинский массив расположен на водоразделе рек Улигли и Горячая. Массив имеет клиновидную форму, обусловленную разломной тектоникой (см. рис. 2, в). Значительная часть массива сложена щелочными гранитами, среди которых установлены линзовидные тела щелочных и нефелиновых сиенитов различной мощности. Размер тел нефелиновых сиенитов не превышает 70×800 м. Между нефелиновыми и щелочными сиенитами наблюдаются постепенные переходы. На массиве проявлены интенсивные процессы альбитизации. Контакт с вмещающими сланцами интрузивный без видимых изменений.

Нефелиновые сиениты характеризуются мелкозернистой порфириовидной структурой и массивной текстурой. Порфировые вкрапленники представлены КПШ, нефелином и клинопироксеном (эгиринодиопсид), основная масса состоит из альбит-микрклинового агрегата. В основной массе присутствуют также нефелин и биотит. К числу второстепенных и аксессуарных относятся циркон, апатит, гранат (андрадит), бадделейт, титанит, бритоцит-(La), марианит и кальциобетафит.

Щелочные сиениты (нордмаркиты) имеют неравномерно-зернистую структуру и массивную текстуру. Породы сложены таблитчатыми зёрнами мезопертита с изометричными, неровными очертаниями альбита. В интерстициях между ними располагаются неправильно-призматические зёрна альбита, редкие — кварца. Из темноцветных минералов, не превышая 5 %, присутствуют щелочные амфибол (рибекит) и клинопироксен (эгирин). Аксессуарные представлены биотитом, манганильменитом, цирконом, апатитом, титанитом, бастнезитом, гидропироксолом.

Амалатский массив представляет собой серию небольших интрузивных тел, залегающих в протерозойских известняках (см. рис. 2, г) в верхнем течении р. Большой Амалат на водоразделе двух левых его притоков. Наиболее крупное тело вытянуто в северо-западном направлении и имеет размеры 2.4×0.2 км. На долю нефелиновых сиенитов приходится около 90 % площади массива, оставшаяся часть сложена щелочными сиенитами, прорывающими нефелиновые разности. Ййолиты формируют редкие разобщенные жилы в нефелиновых сиенитах.

Ййолиты сложены варьирующими количествами нефелина, клинопироксена, амфибола и кальцита с второстепенными и аксессуарными минералами — калиевым полевым шпатом, гранатом, титанитом, аннитом, апатитом, канкринитом, пирротинитом, цирконом. Клинопироксен (диопсид-геденбергит) образует идиоморфные зёрна, иногда обрастающие амфиболом и гранатом. Амфибол (гастингсит) замещает пироксен, а также формирует самостоятельные зёрна. Минерал обладает несколько меньшим идиоморфизмом, чем нефелин, ассоциирует с кальцитом, аннитом, канкринитом, алланитом-(La) и насыщен включениями титанита.

Нефелиновые сиениты — среднезернистые, массивные, иногда трахитоидные породы с гипидиоморфно-зернистой структурой. На контакте с известняками в сиенитах уменьшается количество нефелина, увеличивается содержание амфибола и кальцита, текстура породы становится гнейсовидно-по-

лосчатая, согласная с линией контакта массива [Шаракшинов, 1984]. Нефелиновые сиениты имеют следующий состав (%): нефелин 15—20, канкринит 10—15 (реже до 25), КПШ — до 30, альбит 10—15, амфибол — 10—20, клинопироксен — до 10. Среди второстепенных и акцессорных минералов отмечаются титанит, кальцит, стрональсит, апатит, магнетит, гранат, циркон, алланит-(La), торанит. Кальцит представлен двумя генерациями: в виде округлых включений в нефелине и в интерстициях между КПШ и нефелином. Кроме того, поздний кальцит в разной степени замещает альбит.

Щелочные сиениты (нордмаркиты) сложены неправильно-таблитчатыми зернами КПШ с пертитовыми вростками альбита, занимающими до 40 % площади зерен. Темноцветные минералы представлены биотитом (до 35 %) и амфиболом (не более 3 %). Оба минерала содержат включения призматических кристаллов апатита.

Сириктинский массив расположен на левом склоне долины р. Сирикта и залегает в кристаллических известняках и амфиболовых сланцах. По форме он представляет собой вытянутое на северо-восток штокообразное тело размером 1.6×1.2 км (см. рис. 2, д) с извилистыми контурами. Северная часть массива сложена преимущественно щелочными сиенитами, а южная и юго-восточная — нефелиновыми сиенитами. Кроме того, нефелиновые сиениты в центральной части массива образуют отдельные участки среди щелочных сиенитов. По данным А.О. Шаракшинова [1984], установлены постепенные переходы нефелиновых сиенитов в щелочные и затем в щелочные граниты. Щелочные сиениты, являющиеся наиболее распространенными породами массива, характеризуются средне- и крупнозернистой структурой, массивной, участками трахитоидной, текстурой. В нефелиновых сиенитах содержание нефелина варьирует в пределах 15—40 %. КПШ (35—40 %) представлен таблитчатыми и изометричными зернами. Пертитовые вростки альбита в КПШ слагают 10—15 % от общей массы минерала. Темноцветные минералы представлены клинопироксеном и биотитом (до 10—15 %). Иногда в породе наблюдаются магнетит, титанит, апатит, редкие округлые включения кальцита и флюорита. Нефелиновые и щелочные сиениты в некоторых участках альбитизированы. Поздний альбит развивается по трещинам, стыкам зерен клинопироксена, КПШ, нефелина, корродируя их по краям.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Содержания петрогенных элементов в породах определены классическим методом «мокрой химии» в Геологическом институте СО РАН (г. Улан-Удэ). Содержания редких и редкоземельных элементов определены методом ICP-MS в Институте геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН (г. Екатеринбург) и Аналитическом центре ИГМ СО РАН.

Исследования внутреннего строения цирконов и их соотношений с минералами проводились на электронном сканирующем микроскопе LEO-1430 с IncaEnergy-300 в Геологическом институте СО РАН (г. Улан-Удэ). U-Pb (SHRIMP-II) датирование цирконов проводилось в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского (г. Санкт-Петербург). Кристаллы циркона были имплантированы в эпоксидную смолу вместе с зернами геохронологического стандарта циркона TEMORA и 91 500. Для выбора места локального U-Pb датирования использовались оптические, BSE и катодолюминесцентные изображения, отражающие внутреннее строение и зональность кристаллов циркона. Измерения U-Pb отношений проводились по методике, описанной в работе [Williams, 1998]. Интенсивность пучка составляла 4 нА, диаметр пятна (кратера) пробоотбора составлял 25 мкм при глубине до 5 мкм. Обработка полученных данных осуществлялась с помощью программы SQUID [Ludwig, 2000]. U-Pb отношения нормализовались на значение 0.0668, приписанное стандартному циркону TEMORA, что соответствует возрасту этого циркона 416.75 млн лет [Black et al., 2003]. Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приводятся на уровне 1σ, а вычисленных конкордантных возрастов — на уровне 2σ. Для построения графиков с конкордией использовалась программа Isoplot/Ex [Ludwig, 1999].

U-Pb датирование цирконов с помощью LA-ICP-MS метода проводилось на высокоразрешающем масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой Element XR (Thermo Scientific) с установкой UP-213 (New Wave Research) в Геологическом институте СО РАН (г. Улан-Удэ). Определение возраста осуществлялось согласно методике [Хубанов и др., 2016]. В качестве внешнего стандарта измерялись эталонные цирконы 91 500 (1065 млн лет) [Wiedenbeck et al., 1995], контрольного образца — эталоны Plešovice (337 млн лет) [Sláma et al., 2008] и GJ-1 (600.4 млн лет) [Jackson et al., 2004]. Относительные погрешности измерения изотопных отношений в контрольных образцах варьировали в пределах: 1.0—2.5 % для $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$, 2—3 % для $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, 1.0—2.5 % для $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и 2.0—2.5 % для $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$. Значения относительной погрешности средневзвешенных конкордантных возрастов контрольных цирконов, определенных LA-ICP-MS методом, составляли 0.6 % для Plešovice и 0.9 % для GJ-1 от их аттестованного возраста. Поправка на нерадиогенный свинец проводилась только для $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ отношения с помощью метода ^{207}Pb -коррекции [Williams, 1998; Chew et al., 2011; Буянтуев и др., 2017]. Следует отметить, что оценка наличия обыкновенного свинца по изотопу свинца ^{204}Pb не проводилась ввиду его низкого содержания и возможного спектрального наложения сигнала изотопа ртуть ^{204}Hg .

Изотопный состав аргона измерялся в Аналитическом центре ИГМ СО РАН на масс-спектрометре Noble Gas 5400. Выделенные мономинеральные фракции нефелина и амфибола были завернуты в алюминиевую фольгу и запаяны после дегазации в кварцевых ампулах. Облучение кварцевых ампул с образцами проводилось в кадмированном канале исследовательского реактора ВВР-К типа Томского политехнического института. В качестве $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ мониторов использовались навески стандартных образцов биотита МСА-11 (с интегральным возрастом 311.0 ± 1.5 млн лет) и биотита LP-6. Нейтронный градиент не превышал 0.5 % на размере образца. Эксперименты по ступенчатому прогреву проводились в кварцевом реакторе с печью внешнего прогрева.

Измерения изотопного состава стронция, неодима и концентраций Rb, Sr, Sm и Nd проводились на масс-спектрометрах Finnigan MAT 262 и МИ-1201-Т в статическом двухленточном режиме с использованием ренийевых и танталовых лент в Геологическом институте КИЦ РАН (г. Апатиты). Выделение Rb и Sr проводили методом элюентной хроматографии на смоле «Dowex» 50-8 (200—400 меш). В качестве элюента использовали 1.5 и 2.3N HCl. Объем смолы в использованных колонках ~7 и ~4 см³. Выделенные фракции Rb и Sr упаривали досуха, а затем обрабатывали несколькими каплями HNO₃. Изотопный состав Sr и определение содержаний Rb и Sr проводили на масс-спектрометре МИ-1201-Т в одноленточном режиме на танталовых лентах, на которые подготовленные пробы наносили в нитратной форме. Изотопный состав Sr во всех измеренных образцах был нормализован к величине, рекомендованной NIST SRM-987, равной 0.71034 ± 0.00026 . Погрешности изотопного состава (95 %-й доверительный интервал) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ не превышают ± 0.04 %, определения Rb/Sr отношений ± 1.5 %. Точность определения концентраций Rb и Sr ± 1.0 %. Среднее значение отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандарте La Jolla за период измерений составило 0.511835 ± 18 ($n = 15$). Ошибка в $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ отношениях — 0.3 % (2 σ) — среднее значение из 7 измерений в стандарте BCR. Погрешность измерения изотопного состава Nd в индивидуальном анализе не превышала 0.005 %. Холостое внутрилабораторное загрязнение по Nd равно 0.3 нг и по Sm равно 0.06 нг. Точность определения концентраций Sm и Nd ± 0.5 %. Изотопные отношения были нормализованы по отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$, а затем пересчитаны на принятое отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандарте La Jolla = 0.511860. При расчете величин $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ и модельных возрастов $T(\text{DM})$ использованы современные значения CHUR [Bouvier et al., 2008] и DM [Goldstein, Jacobsen, 1988].

ВОЗРАСТ ПОРОД

Верхнеулиглинский массив. Циркон был выделен из нефелинового сиенита (пр. В-У-436) и альбитизированного нефелинового сиенита (пр. В-У-435) ($N55^{\circ}02'05.1''$, $E113^{\circ}44'56.4''$). Всего выполнено 24 анализа в 21 зерне. Результаты исследований представлены в табл. 1 и на рис. 3.

Циркон в породах представлен двумя морфологическими типами. Циркон первого типа образует прозрачные желтоватые или медово-желтые короткопризматические кристаллы с дипирамидальным окончанием размером 0.1—0.4 мм. В катодолюминесцентном изображении минерал характеризуется наличием темных доменов с прослеживающейся тончайшей осцилляционной зональностью, а также следами перекристаллизации и кайм обрастания серых оттенков (см. рис. 3, а, б).

Другой разновидностью является циркон, распространенный в альбитизированных участках породы (пр. В-У-435). Минерал образует метакристы розоватого оттенка с большим количеством твердых включений альбита и КПШ (см. рис. 3, а; 4, а). В катодолюминесцентном изображении зерна имеют сложное строение, выраженное в присутствии доменов с неравномерным серым свечением и, как уже упоминалось выше, многочисленных включений других минералов (см. рис. 3, а).

Содержания U и Th в серых и светло-серых участках перекристаллизации, каймах обрастания и метакристах в обоих пробах сиенитов находятся в пределах 70—271 и 6—40 г/т соответственно. U/Th отношения варьируют от 5 до 18. Темные домены с осцилляционной зональностью кристаллов обеих проб характеризуются более высокими концентрациями U (512—1507 г/т) и Th (73—380 г/т) и низкими U/Th отношениями (3—7) по сравнению со светлыми частями.

Аналитически значимых различий в возрасте темных и светлых частей выявлено не было (табл. 1). На графике с конкордией (см. рис. 3, а, б) результаты для темных доменов нефелиновых сиенитов (пр. В-У-436) и альбитизированных разностей (пр. В-У-435) образуют конкордантные значения возраста 250.1 ± 4.1 и 246.3 ± 2.3 млн лет соответственно. Результаты, полученные по светлым частям кристаллов и метакристам обеих разновидностей пород (см. рис. 3, а, б; табл. 1), имеют конкордантные значения и выделяются в кластеры с возрастными 244.3 ± 4.9 млн лет (пр. В-У-436) и 249.0 ± 3.9 млн лет (пр. В-У-435).

Учитывая, что цирконы имеют отчетливо выраженные признаки магматического происхождения, есть основание полагать, что полученные значения возраста (250 ± 4.1 и 246.3 ± 2.3 млн лет) с учетом ошибки отвечают времени кристаллизации сиенитов. Возраст, определенный по каймам обрастания и метакристам (249.0 ± 3.9 и 244.3 ± 4.9 млн лет), наиболее вероятно, соответствует процессу альбитизации, сопровождавшему кристаллизацию расплава.

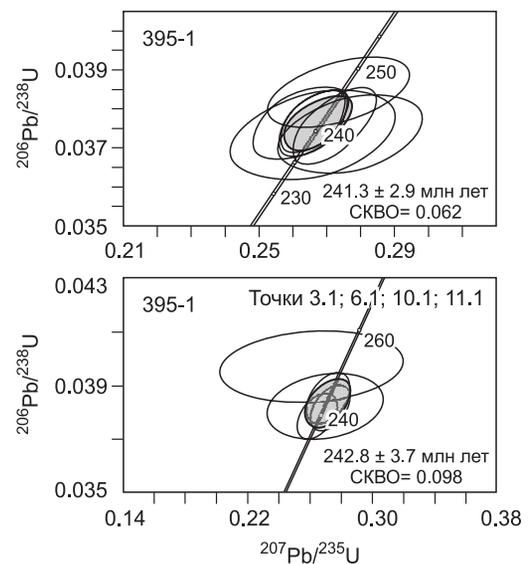
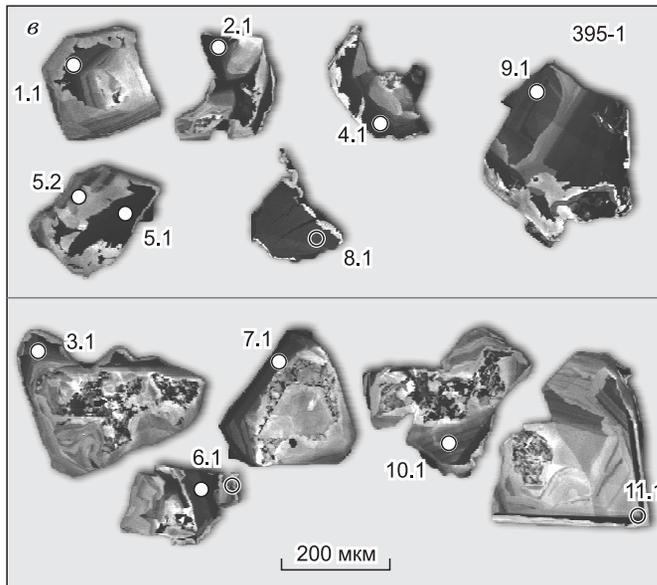
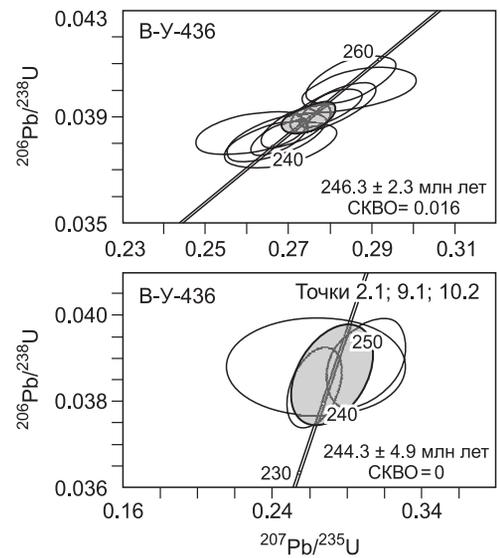
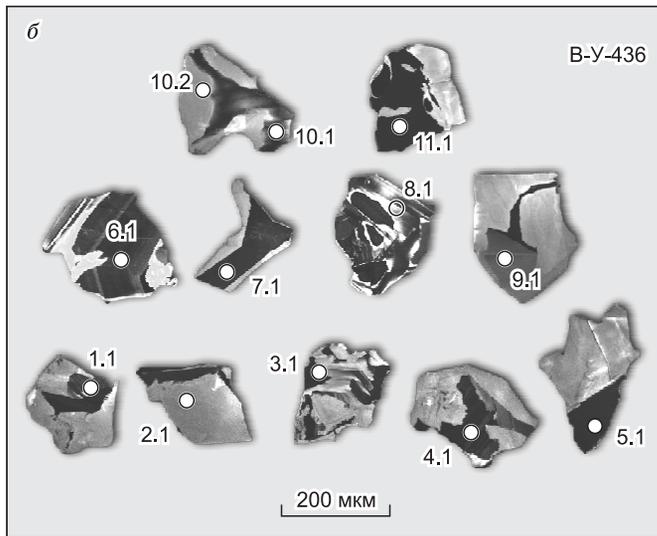
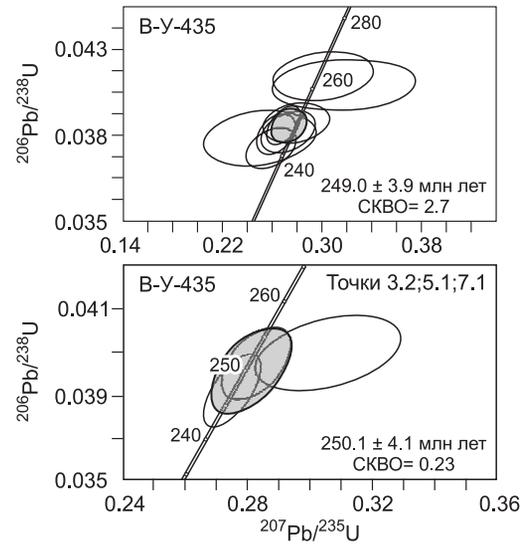
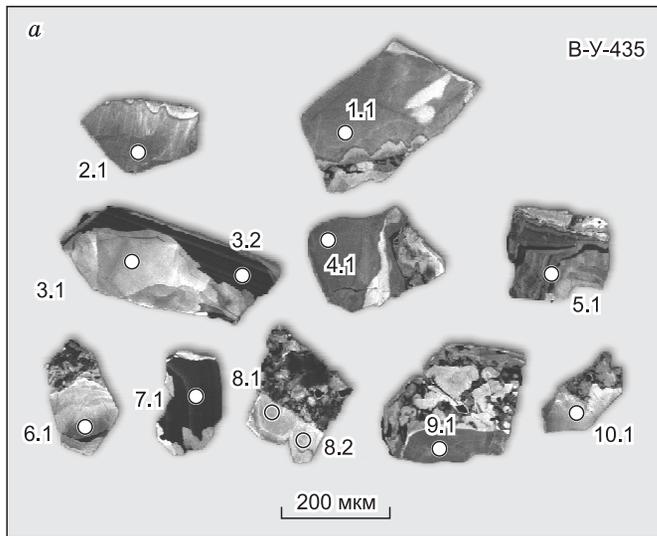


Рис. 3. Катодолюминесцентное изображение цирконов (левая колонка) и диаграммы Тера—Васерберга с конкордией [Tera, Wasserburg, 1972] (правая) для цирконов из нефелиновых сиенитов:

a, б — Верхнеулиглинского, *в* — Ципинского массивов.

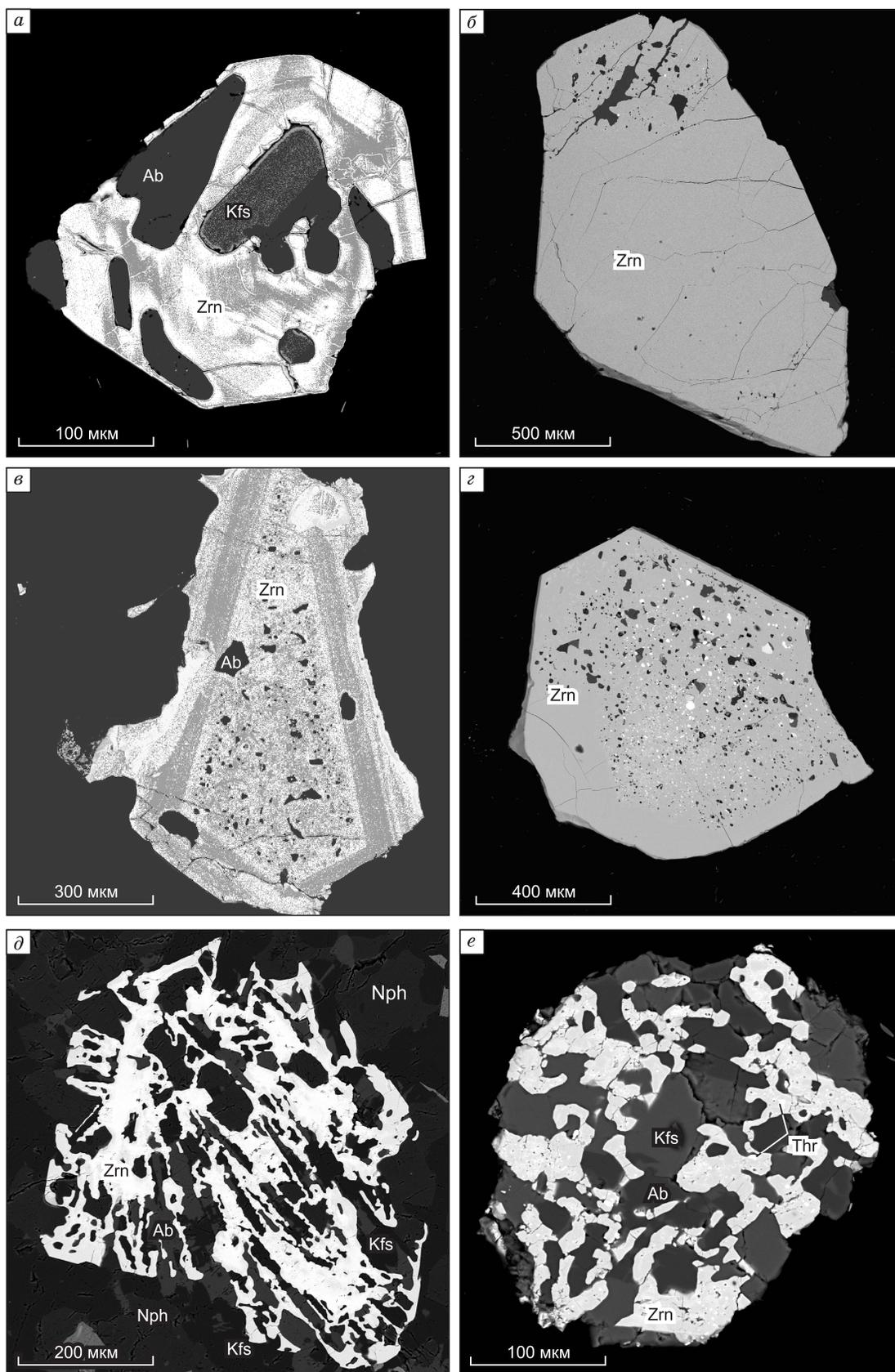


Рис. 4. Морфология цирконов из нефелиновых сиенитов Верхнеулигинского (а), Ципинского (б—г); Правоулигинского (д-е) массивов.

Изображения в обратнорассеянных электронах. Ab — альбит, Kfs — калиевый полевой шпат, Nph — нефелин, Thr — торит, Zrn — циркон.

Таблица. 1. Результаты U-Pb-Th изотопных исследований цирконов (SHRIMP-II метод) из пород Верхнеулиглинского и Ципинского массивов

№ точки	²⁰⁶ Pb (с), %	U	Th	²⁰⁶ Pb*	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb*(1)	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U(1)	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U(1)
		г/г							
Верхнеулиглинский массив, альбитизированные нефелиновые сиениты (В-У-435)									
<i>Зоны перекристаллизации, каймы обрастания и метакристы (CL изображение)</i>									
1.1	0.37	251	27	8.55	0.11	250.1 ± 3.8	25.28 ± 1.6	0.28 ± 6.4	0.03956 ± 1.6
2.1	0.29	278	24	9.45	0.09	249.3 ± 3.6	25.36 ± 1.5	0.269 ± 3.5	0.03943 ± 1.5
3.1	1.34	70	6	2.35	0.09	245.9 ± 5.3	25.72 ± 2.2	0.25 ± 12	0.03887 ± 2.2
4.1	0.15	229	13	7.67	0.06	246.7 ± 3.9	25.63 ± 1.6	0.263 ± 3.8	0.03902 ± 1.6
6.1	0.43	271	40	8.98	0.15	242.5 ± 3.8	26.09 ± 1.6	0.259 ± 5.2	0.03833 ± 1.6
8.1	1.46	129	19	4.68	0.15	263.7 ± 4.7	23.94 ± 1.8	0.301 ± 8.9	0.04175 ± 1.8
9.1	0.83	250	15	8.46	0.06	247.5 ± 4.2	25.55 ± 1.7	0.273 ± 5.3	0.03914 ± 1.7
10.1	0.36	96	10	3.13	0.11	240.3 ± 4.6	26.33 ± 1.9	0.27 ± 6.2	0.03798 ± 1.9
8.2	3.19	110	22	4.05	0.2	261.2 ± 5	24.17 ± 1.9	0.318 ± 12	0.04134 ± 1.9
<i>Темные домены (CL изображение)</i>									
3.2	0.1	750	109	25.6	0.15	251.1 ± 3.5	25.18 ± 1.4	0.283 ± 2.6	0.03971 ± 1.4
5.1	1.52	512	73	17.8	0.15	252.7 ± 3.7	25.01 ± 1.5	0.306 ± 5.2	0.03997 ± 1.5
7.1	0.44	1507	326	50.8	0.22	247 ± 3.4	25.6 ± 1.4	0.275 ± 2.2	0.03906 ± 1.4
Верхнеулиглинский массив, нефелиновые сиениты (В-У-436)									
<i>Темные домены (CL изображение)</i>									
1.1	0.6	675	192	23.4	0.29	253 ± 3.6	24.98 ± 1.4	0.287 ± 3.1	0.04003 ± 1.4
3.1	0.22	1000	326	34	0.34	249.5 ± 3.4	25.34 ± 1.4	0.282 ± 2.1	0.03946 ± 1.4
4.1	0.12	598	179	20.8	0.31	255.4 ± 3.6	24.74 ± 1.5	0.285 ± 2.5	0.04041 ± 1.5
5.1	0.15	992	227	32.7	0.24	242.4 ± 3.4	26.1 ± 1.4	0.27 ± 2.2	0.03832 ± 1.4
6.1	0.24	653	156	21.6	0.25	242.8 ± 3.4	26.05 ± 1.4	0.261 ± 3.4	0.03839 ± 1.4
7.1	0.34	502	76	16.5	0.16	240.3 ± 3.7	26.33 ± 1.6	0.268 ± 3.3	0.03798 ± 1.6
8.1	0.18	1311	380	43.6	0.3	244.5 ± 3.4	25.86 ± 1.4	0.272 ± 2	0.03866 ± 1.4
10.1	0	522	106	17.1	0.21	241.3 ± 3.5	26.21 ± 1.5	0.265 ± 2.4	0.03815 ± 1.5
11.1	0.12	1206	295	40.7	0.25	248.3 ± 3.4	25.47 ± 1.4	0.279 ± 2	0.03927 ± 1.4
<i>Зоны перекристаллизации и каймы обрастания (CL изображение)</i>									
2.1	0.78	90	7	3.04	0.08	245.7 ± 4.5	25.74 ± 1.9	0.263 ± 12	0.03885 ± 1.9
9.1	0.16	214	24	7.04	0.12	242.3 ± 3.7	26.11 ± 1.6	0.263 ± 3.8	0.03829 ± 1.6
10.2	0	85	6	2.85	0.08	246 ± 4.5	25.71 ± 1.8	0.29 ± 4.9	0.0389 ± 1.8
Ципинский массив, нефелиновые сиениты (395-1)									
<i>Темные домены (CL изображение)</i>									
1.1	0.29	152	51	5.08	0.35	245.5 ± 4.1	25.76 ± 1.7	0.274 ± 5.2	0.03882 ± 1.7
2.1	0	477	250	15.6	0.54	241.3 ± 3.5	26.21 ± 1.5	0.266 ± 2.5	0.03815 ± 1.5
4.1	0.16	710	453	23.3	0.66	241.5 ± 3.4	26.19 ± 1.4	0.266 ± 2.3	0.03818 ± 1.4
5.1	0.3	710	641	23.3	0.93	240.8 ± 4.2	26.27 ± 1.8	0.272 ± 2.9	0.03806 ± 1.8
5.2	0.28	93	23	3.03	0.26	239.7 ± 4.1	26.4 ± 1.7	0.277 ± 5.1	0.03788 ± 1.7
8.1	0.18	322	164	10.6	0.53	241.1 ± 3.8	26.24 ± 1.6	0.262 ± 3.6	0.03811 ± 1.6
9.1	0.31	99	31	3.23	0.32	239.3 ± 4.8	26.44 ± 2	0.266 ± 6.1	0.03782 ± 2
<i>Зоны перекристаллизации, каймы обрастания и метакристы (CL изображение)</i>									
3.1	0.64	55	9	1.81	0.17	242.1 ± 5.2	26.13 ± 2.2	0.27 ± 9.3	0.03827 ± 2.2
6.1	0.16	201	77	6.66	0.4	243.7 ± 3.8	25.95 ± 1.6	0.272 ± 3.5	0.03853 ± 1.6
7.1	0.15	216	58	7.03	0.28	239.5 ± 3.6	26.42 ± 1.5	0.265 ± 3.4	0.03785 ± 1.5
10.1	1.65	84	21	2.91	0.26	251.5 ± 5.3	25.13 ± 2.2	0.262 ± 16	0.03978 ± 2.2
11.1	0.1	358	215	11.8	0.62	241.5 ± 3.6	26.2 ± 1.5	0.273 ± 3	0.03817 ± 1.5

Примечание. Ошибки приведены на уровне 1σ; Pb_c и Pb* — нерадиоогенный и радиоогенный свинец соответственно. Погрешность калибровки стандартов составляла 0.53 %. (1) Коррекция на обыкновенный свинец вносилась по измеренному ²⁰⁴Pb. CL изображение — катодлюминесцентное изображение.

Ципинский массив. Проба альбитизированного нефелинового сиенита для U-Pb геохронологических исследований была отобрана с южного фланга массива (пр. 395-1, N55°07'32.09", E113°30'40.54") (см. рис. 2, б).

Циркон в породе представлен двумя разновидностями. Первая формирует призматические с дипирамидальными окончаниями кристаллы желтого цвета размером 0.1—0.2 мм. В катодолуминесцентном изображении цирконы характеризуются присутствием генетически различных кристаллических доменов: участков с первичной осцилляционной зональностью, светлых зон перекристаллизации и кайм обрастания с неоднородным свечением (см. рис. 3, в).

Другая разновидность циркона представлена довольно крупными (до 0.5 см) кристаллами коричневатого цвета. Минерал отмечен в участках интенсивной альбитизации пород. Циркон содержит многочисленные твердые включения альбита, КПШ, эгирина, биотита, кальцита, нефелина, торита, ксенотима, черчита и тораниита (см. рис. 4, б-з). Включения имеют неправильную форму и неравномерно рассеяны в цирконе. Нередко по краям зерен включения отсутствуют и появляется ритмическая зональность, прослеженная в обратноотраженных электронах и катодолуминесцентном изображении (см. рис. 3, в; 4, в).

В светло-серых частях зерен циркона концентрация урана варьирует от 55 до 152 г/т, тория — от 9 до 51 г/т. В темных участках содержание этих компонентов несколько выше: U — 200—710 г/т, Th — 58—61 г/т. Для всех разновидностей характерны незначительные вариации U/Th отношений (1—6).

Были проанализированы обе разновидности цирконов. Результаты изотопных анализов представлены в табл. 1 и на рис. 3. Всего выполнено 12 анализов в 11 зернах. Аналитически значимых различий в возрасте генетически различных кристаллических доменов (магматического происхождения и кайм) и обеих разновидностей цирконов выявлено не было. На графике с конкордией (см. рис. 3) отображены изотопные анализы. Полученное значение возраста по первому типу цирконов (241.3 ± 2.9 млн лет), вероятнее всего, соответствует времени кристаллизации сиенитов, а по второму (242.7 ± 3.7 млн лет) — процессу альбитизации. Оба события, с учетом ошибки, можно считать близодновременными.

Правоулиглинский массив. Циркон выделен из альбитизированных нефелиновых сиенитов (пр. П-У 38, N55°08'04.01", E113°34'43.02"). Минерал представлен короткопризматическими кристаллами, содержащими большое количество включений зерен КПШ и альбита (см. рис. 4, д, е), мельчайшую (первые микрометры) вкрапленность торита и уранинита. Результаты U-Pb датирования методом LA-ICP-MS приведены на рис. 5 и в табл. 2. Th/U отношения варьируют в широком интервале, от 2 до 61. Значительная часть определений занимает дискордантное положение, по-видимому, обусловленное наличием в составе цирконов нерадиоγενного свинца. Возраст, рассчитанный по 16 точкам методом пресечения, составил 249 ± 1.4 млн лет, при СКВО = 1.6. Средневзвешенное значение возраста по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ отношению с ^{207}Pb -коррекцией составил 249.5 млн лет, при СКВО 1.6 (см. рис. 5, б). Полученные оценки возраста практически идентичны друг другу и могут быть приняты за время формирования циркона. Принимая во внимание, что циркон ассоциирует с альбитом, полученный возраст его кристаллизации принимается нами за время процесса альбитизации.

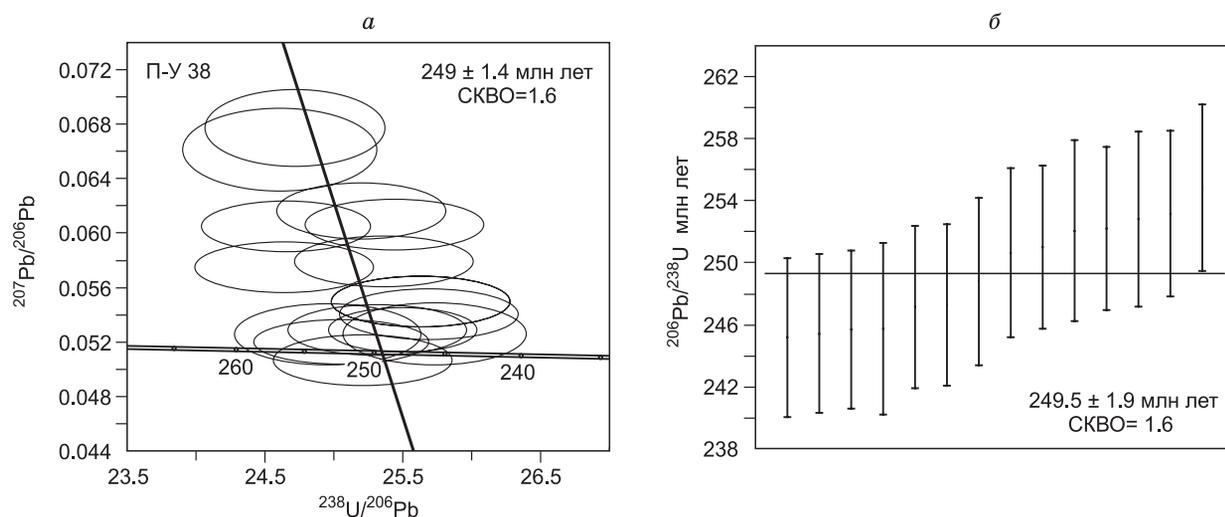


Рис. 5. Диаграммы Тера—Вассербурга с конкордией [Tera, Wasserburg, 1972] (а) и средневзвешенных $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрастов (б),

корректированных на обыкновенный свинец ^{207}Pb методом, для цирконов из нефелиновых сиенитов Правоулиглинского массива (U-Pb LA-ICP-MS метод). Значения ошибок приведены на уровне 2σ .

Таблица 2.

**Результаты U-Pb-Th изотопного анализа цирконов (LA-ICP-MS метод)
из нефелиновых сиенитов Правоулиглинского массива (пр. ПУ-3816)**

Но- мер точ- ки	Th/U	1σ	Изотопные отношения						Rho	Возраст, млн лет						D, %
			Pb ²⁰⁷ / Pb ²⁰⁶	1σ	Pb ²⁰⁸ / Th ²³⁸	1σ	Pb ²⁰⁶ / U ²³⁸	1σ		Pb ²⁰⁷ / Pb ²⁰⁶	1σ	Pb ²⁰⁸ / Th ²³⁸	1σ	Pb ²⁰⁶ / U ²³⁸	1σ	
1	5.41	0.06	0.05284	0.00101	0.01238	0.00019	0.03943	0.00043	0.58	321.70	42.64	248.70	3.89	249.30	2.66	2.89
2	2.66	0.03	0.05494	0.00094	0.01188	0.00017	0.03899	0.00041	0.63	409.70	37.50	238.60	3.37	246.50	2.56	6.65
3	3.49	0.04	0.05739	0.00101	0.01216	0.00018	0.04063	0.00043	0.61	506.30	38.66	244.30	3.57	256.70	2.68	10.32
4	2.12	0.02	0.05796	0.00102	0.01170	0.00017	0.03942	0.00042	0.62	528.00	38.29	235.20	3.47	249.20	2.61	11.64
5	2.20	0.02	0.06159	0.00109	0.01164	0.00017	0.03962	0.00042	0.61	660.10	37.45	233.90	3.48	250.50	2.63	17.60
6	1.74	0.02	0.06753	0.00131	0.01211	0.00019	0.04047	0.00044	0.57	854.20	39.65	243.30	3.86	255.70	2.74	27.02
7	61.07	0.64	0.13246	0.00281	0.01205	0.00020	0.04461	0.00051	0.55	2130.90	36.64	242.10	3.91	281.30	3.13	115.18
8	18.32	0.18	0.05185	0.00091	0.01217	0.00016	0.03993	0.00042	0.61	278.90	39.86	244.50	3.23	252.40	2.62	1.11
9	47.10	0.50	0.58661	0.01224	0.01483	0.00026	0.11197	0.00127	0.55	4475.20	30.04	297.40	5.19	684.20	7.38	242.60
10	2.86	0.03	0.05256	0.00111	0.01203	0.00021	0.04006	0.00045	0.54	309.90	47.34	241.60	4.27	253.20	2.78	2.25
11	3.51	0.04	0.05263	0.00114	0.01200	0.00022	0.03893	0.00044	0.53	312.80	48.64	241.10	4.36	246.20	2.72	2.64
12	4.19	0.05	0.06633	0.00157	0.01237	0.00024	0.04064	0.00047	0.50	816.90	48.64	248.40	4.88	256.80	2.92	25.00
13	9.28	0.09	0.06050	0.00100	0.01161	0.00015	0.04052	0.00043	0.66	621.50	35.24	233.30	3.10	256.00	2.63	15.55
14	2.16	0.02	0.05412	0.00086	0.01114	0.00015	0.03891	0.00041	0.68	375.70	35.51	224.00	2.99	246.10	2.52	5.24
15	6.42	0.06	0.05048	0.00086	0.01204	0.00016	0.03967	0.00042	0.64	217.30	38.96	242.00	3.24	250.80	2.59	-1.24
16	2.94	0.03	0.06053	0.00100	0.01211	0.00017	0.03931	0.00041	0.64	622.50	35.25	243.20	3.34	248.60	2.56	15.93

Примечание. Rho — коэффициент корреляции между ошибками определения отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. D — дискордантность = (возраст ($^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$)/возраст ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) - 1) · 100.

Амалатский массив. Для определения времени становления массива были проведены Ag-Ag изотопные исследования амфибола, отобранного из образца ийолита (обр. 509А, N53°49'51.73", E112°05'48.40"). По химическому составу амфибол соответствует гастингситу. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования представлены на рис. 6, а. График ступенчатого нагрева амфибола показывает хорошее плато с возрастом 260.9 ± 2.7 млн лет и максимальной долей кумулятивного ^{39}Ar . Это значение можно принять за время закрытия Ag-Ag изотопной системы в амфиболе и, следовательно, рассматривать как возраст кристаллизации пород.

Сириктинский массив. Был проведен Ag-Ag изотопный анализ нефелина из нефелиновых сиенитов (пр. 262, N53°50'40.26", E112°06'15.76"). В спектре нефелина более 80 % ^{39}Ar образуют хорошо выраженное среднетемпературное плато, соответствующее возрасту 257.4 ± 3.2 млн лет (см. рис. 6, б). Одна более низкотемпературная и две более высокотемпературные ступени имеют несколько отличный возраст, но общий интегральный возраст, полученный по всем плато, имеет близкие значения — 277.0 ± 3.5 млн лет. Таким образом, полученный возраст — 257.4 ± 3.2 млн лет соответствует возрасту закрытия $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопной системы в нефелине сиенитов и отвечает времени становления пород Сириктинского массива.

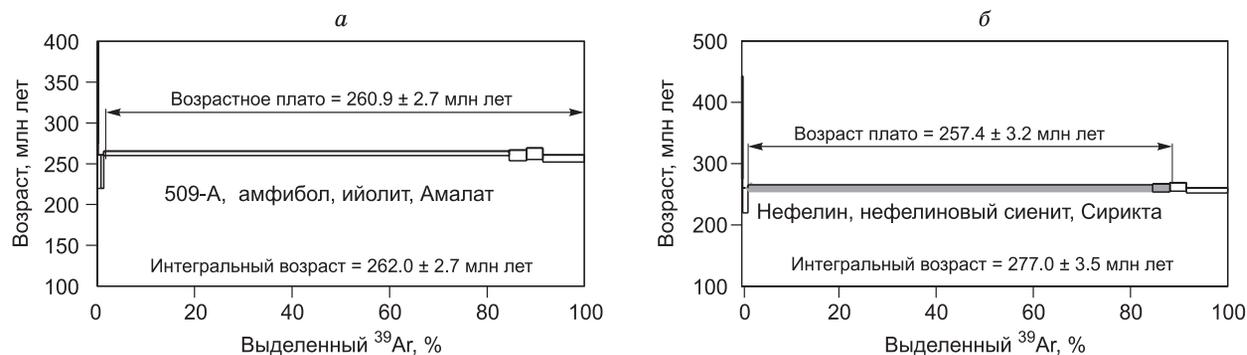


Рис. 6. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ спектры амфибола (а) и нефелина (б) из пород Амалатского и Сириктинского массивов.

Таблица 3. Химический состав представительных образцов щелочных пород исследуемых массивов
Витимского плоскогорья

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
	509А	501А	506А	389	Ци-305	Ци-310	Ци-334	436	507/1	529	430/1	37/16	39/16-1	419/3	38/16	39/16-2
SiO ₂ , мас. %	37.90	41.90	53.80	57.10	57.00	56.60	57.60	55.70	52.60	62.00	61.90	57.00	66.40	54.30	56.70	81.00
TiO ₂	1.40	0.71	0.70	0.11	0.15	0.12	0.08	0.32	0.31	0.31	0.29	0.19	<0.02	0.13	0.03	0.05
Al ₂ O ₃	17.60	16.40	22.40	22.50	21.50	22.20	21.60	20.90	22.20	18.20	18.40	21.10	18.30	20.80	20.70	9.70
Fe ₂ O ₃	2.99	3.17	0.54	1.39	1.61	1.04	2.25	1.54	2.61	1.78	1.81	2.85	0.89	2.18	4.44	1.38
FeO	11.21	10.40	5.54	1.43	1.87	2.22	0.62	6.00	3.02	1.84	1.96	1.32	0.23	4.60	0.85	0.23
MnO	0.29	0.36	0.09	0.11	0.16	0.15	0.17	0.16	0.12	0.03	0.09	0.28	0.03	0.21	0.23	0.04
MgO	0.30	0.46	0.19	0.26	0.35	0.13	0.13	0.16	0.17	0.17	0.68	0.28	0.40	0.23	0.08	0.03
CaO	12.24	11.08	3.79	0.94	1.03	0.74	0.89	1.73	2.11	0.95	1.15	0.95	0.75	1.05	0.97	0.10
Na ₂ O	70.00	7.00	6.76	9.46	8.73	9.27	10.84	6.96	9.10	7.05	6.29	8.98	8.15	9.05	9.80	4.11
K ₂ O	2.46	1.00	3.11	5.25	4.72	4.77	3.20	4.76	4.64	5.10	6.02	4.92	4.21	5.31	5.28	2.74
P ₂ O ₅	0.43	0.20	0.52	<0.03	0.12	0.10	<0.10	0.06	<0.03	0.04	0.03	0.21	<0.10	0.09	<0.10	<0.10
П.п.п.	6.46	7.25	2.79	0.86	2.63	2.13	2.17	1.05	2.44	1.90	0.64	1.15	0.41	1.29	0.49	0.46
Сумма	100.28	99.93	100.23	99.41	99.87	99.47	99.55	99.34	99.32	99.37	99.26	99.23	99.77	99.24	99.57	99.84
CO ₂	3.96	4.18	0.88	<0.22	1.10	0.66	1.10	<0.22	0.79	<0.22	<0.22	<0.22	<0.22	0.35	<0.22	<0.22
S	—	—	—	<0.10	<0.20	<0.20	<0.20	<0.10	<0.10	0.57	<0.10	<0.20	<0.20	<0.10	<0.20	<0.20
F	0.07	0.03	0.01	0.01	0.02	<0.02	<0.02	0.02	0.04	0.01	0.02	<0.02	<0.02	0.02	<0.02	<0.02
Be, г/т	1.80	1.90	2.10	15.16	—	—	—	2.50	1.57	1.72	13.51	—	—	23.51	—	—
Sc	0.10	0.10	0.20	1.30	—	—	—	0.09	1.23	0.10	2.03	—	—	1.21	—	—
V	0.90	0.30	0.50	2.85	2.29	1.28	2.33	1.98	0.23	5.12	6.59	1.31	0.42	8.22	<0.3	0.69
Cr	2.30	—	2.00	216.56	3.17	3.00	3.01	6.86	8.13	484.73	658.60	4.01	4.87	21.97	9.53	5.87
Co	18.50	15.90	6.50	1.12	1.39	1.08	0.79	3.21	0.84	1.77	2.74	1.37	0.43	3.78	0.57	0.18
Ni	5.00	0.20	2.70	6.87	<3	<3	<3	4.77	1.24	6.91	31.23	<3	<3	11.87	<3	<3
Cu	21.60	2.80	6.20	6.21	22.29	13.48	23.88	13.28	5.12	34.36	18.45	6.01	6.20	23.40	17.35	11.39
Zn	167	122	80.80	40.85	59.40	80.66	57.15	121	100	32.34	66.87	130	15.20	79.49	78.86	16.68
Ga	15.70	11.10	16.00	25.33	—	—	—	19.84	22.96	21.34	27.26	—	—	30.82	—	—
Ge	1.90	0.80	0.80	1.45	—	—	—	1.07	0.47	0.61	1.56	—	—	1.77	—	—
Rb	56.10	4.90	62.40	34.30	6.93	5.80	5.65	130	116	103	88.68	76.36	15.71	63.02	9.38	10.73
Sr	1698	998	1221	34.37	148	134	107	97.96	64.17	13.60	18.83	146.52	11.77	24.72	12.94	4.67
Y	30.80	16.40	12.70	3.14	14.65	17.01	12.73	7.62	1.74	3.51	3.38	69.52	12.58	16.32	15.46	18.73
Zr	153	136	2.40	716	1287	1585	2604	97.24	54.14	94.60	216	2559	229	619	1489	182
Nb	24.30	17.10	22.40	89.47	93.68	98.94	129.23	66.75	10.04	38.50	50.17	253	52.61	94.74	57.63	24.21
Mo	2.60	0.60	—	1.10	1.29	1.82	1.67	0.39	1.30	53.97	2.22	0.79	3.62	1.19	0.69	6.28
Cd	0.04	—	0.02	0.18	2.96	2.54	1.62	0.06	0.08	0.16	0.11	—	—	0.22	—	—
Sn	1.80	1.70	1.50	7.01	—	—	—	5.22	2.35	1.12	8.37	—	—	11.62	—	—
Sb	0.10	0.10	0.20	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Te	0.05	—	0.02	—	—	—	—	0.01	0.02	0.24	0.03	—	—	—	—	—
Cs	0.60	0.40	2.80	0.27	0.63	0.60	0.78	2.05	2.83	0.63	13.26	0.64	0.34	1.37	0.37	0.34
Ba	123	189	5412	13.47	64.11	32.29	26.62	77.13	5.15	32.52	21.73	68.48	18.53	12.39	<5	12.99
La	57.30	23.10	20.10	2.37	55.68	19.96	18.23	29.00	1.59	1.97	3.36	119	81.62	48.29	38.62	44.06
Ce	115	47.70	43.40	5.16	71.00	40.46	32.50	59.14	3.64	4.17	8.94	198	113	86.71	68.84	63.85
Pr	12.10	5.40	4.30	0.71	8.46	4.46	3.28	8.47	0.55	0.64	1.21	19.01	9.31	8.45	7.31	5.51
Nd	44.50	21.60	15.40	2.71	30.00	15.93	9.67	30.56	2.15	2.52	4.97	59.14	23.74	25.10	22.47	15.87
Sm	7.60	4.10	2.70	0.55	3.87	2.84	1.67	4.53	0.38	0.66	1.01	8.73	2.51	3.82	3.73	2.06
Eu	2.20	1.10	0.50	0.12	0.77	0.60	0.27	0.91	0.12	0.19	0.20	1.46	0.27	0.58	0.45	0.24
Gd	6.80	4.00	2.70	0.48	3.00	2.50	1.62	3.03	0.38	0.71	0.87	8.06	2.24	3.20	3.27	1.73
Tb	1.00	0.50	0.40	0.09	0.42	0.44	0.28	0.40	0.06	0.12	0.14	1.45	0.31	0.52	0.51	0.31
Dy	5.60	2.90	2.20	0.75	2.50	2.66	1.94	2.07	0.47	0.84	0.88	9.47	1.82	3.72	3.05	2.30
Ho	1.20	0.70	0.50	0.18	0.51	0.60	0.51	0.38	0.10	0.17	0.18	2.36	0.39	0.82	0.59	0.54
Er	3.30	1.90	1.30	0.74	1.52	1.97	1.82	1.02	0.37	0.54	0.56	7.77	1.23	2.77	1.90	1.91

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
	509А	501А	506А	389	Ци-305	Ци-310	Ци-334	436	507/1	529	430/1	37/16	39/16-1	419/3	38/16	39/16-2
Tm	0.50	0.40	0.20	0.15	0.29	0.38	0.39	0.14	0.07	0.08	0.09	1.43	0.21	0.47	0.36	0.35
Yb	3.70	3.10	1.30	1.26	1.90	2.84	3.20	0.93	0.59	0.56	0.64	8.82	1.52	3.37	2.93	2.42
Lu	0.60	0.70	0.20	0.23	0.30	0.48	0.57	0.16	0.11	0.08	0.11	1.05	0.24	0.52	0.53	0.42
Hf	2.20	1.60	0.10	16.58	28.45	34.10	54.48	2.66	1.15	2.09	4.71	38.57	5.70	12.41	31.64	6.24
Ta	1.30	0.80	1.20	11.49	14.11	16.05	24.44	2.05	3.41	1.80	3.34	22.54	6.75	13.46	8.06	2.36
W	0.04	0.27	0.51	1.03	—	—	—	0.79	0.55	1.09	2.24	—	—	3.13	—	—
Tl	0.23	0.04	0.31	0.27	—	—	—	0.80	0.51	0.33	0.40	—	—	0.41	—	—
Pb	5.90	2.20	8.00	3.98	4.32	6.12	8.41	23.47	1.89	15.67	24.66	12.09	21.92	18.13	9.80	17.57
Th	4.20	1.60	2.10	4.11	2.52	5.26	11.88	4.49	0.50	2.01	1.53	38.46	31.66	21.75	8.87	16.64
U	2.00	0.50	0.70	5.49	13.63	10.07	18.35	0.37	0.25	3.18	1.17	8.37	5.62	8.65	13.74	5.41
Eu/Eu*	0.92	0.82	0.56	0.70	1.05	1.12	0.85	0.71	0.96	0.84	0.64	0.52	0.34	0.49	0.39	0.38
(La/Yb) _{CN}	11.11	5.35	11.10	1.35	21.03	5.04	4.09	22.38	1.93	2.52	3.77	9.68	38.53	10.28	9.46	13.07

Примечание. Массивы: 1—3 — Амалатский; 4—7 — Ципинский; 8 — Верхнеулиглинский; 9, 10 — Сириктинский; 11—16 — Правоулиглинский массив. Прочерк — элемент не определялся.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ И ИЗОТОПНАЯ (Sr, Nd) ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Составы пород представлены в табл. 3 и на рис. 7. Породы характеризуются вариациями SiO₂ (38—62 мас. %) и обогащены глиноземом (до 23 мас.% Al₂O₃). Содержание суммы Na₂O и K₂O не превышает 15 мас. %, натрий преобладает над калием (K₂O/Na₂O = 0.14—0.8). Для всех разновидностей пород отмечены низкие магнезиальность (Mg# = 2.0—8.5), титанитость (до 0.8 мас. % TiO₂). Количество P₂O₅ варьирует от 0.03 до 0.5 мас.%. Альбитизированные сиениты характеризуются несколько более высокими содержаниями кремния, натрия и низкими алюминия, железа. В кварцевых разностях Правоулиглинского массива также отмечено увеличение количества кремния и уменьшение большинства петрогенных компонентов.

Графики содержаний РЗЭ для пород Амалатского, Ципинского, Право- и Верхнеулиглинского массивов, нормированных к хондриту, характеризуются близкой конфигурацией и отмечается преобладание легких лантаноидов над тяжелыми (см. рис. 7, а). (La/Yb)_{CN} отношения колеблются в пределах 4—22. Породам Сириктинского массива и части проб сиенитов Правоулиглинского и Ципинского массивов свойственны более низкие суммарные концентрации REE и слабое преобладание легких лантаноидов над тяжелыми, с (La/Yb)_{CN} отношениями, равными 1—4. Такое различие в поведении РЗЭ, наиболее вероятно, связано с вариациями количества титанита и апатита в породах, что подтверждается петрографическими наблюдениями. На большинстве графиков РЗЭ отмечается отрицательная аномалия европия, а значения Eu/Eu* варьируют от 0.40 до 0.96 (см. рис. 7, а; табл. 3). Значения Eu/Eu*, близкие к единице, характерны для ийолитов и нефелиновых сиенитов, а наиболее низкие — для щелочных сиенитов.

На графиках, нормированных к примитивной мантии содержаний редких элементов, породы Ципинского и Правоулиглинского массивов характеризуются наиболее высокими концентрациями Th, U и высокозарядных элементов (за исключением Ti) относительно пород других рассматриваемых массивов (см. рис. 7, б), что связано с широко проявленными процессами альбитизации на массивах. Вариации вышеперечисленных компонентов обусловлены степенью гидротермальной проработки пород. Породы Амалатского массива по сравнению с таковыми других массивов обогащены стронцием из-за присутствия стрональсита и, отчасти, кальцита. Исключением является одна проба щелочного сиенита Амалатского массива с низкими содержаниями циркония, гафния и высокими бария, что обусловлено особенностью минерального состава (породообразующий высокобариевый КПШ и отсутствие циркона). В целом на графиках практически все разновидности пород показывают Ba и Ti минимумы, положительные пики по Pb и обогащены большинством редких элементов относительно примитивной мантии (см. рис. 7, б).

Позднепалеозойские щелочные и нефелиновые сиениты Витимской зоны по сравнению с исследуемыми пермтриасовыми разновидностями имеют несколько более низкие концентрации циркония, гафния, ниобия, тантала и более высокие рубидия, бария и стронция (за исключением Амалатского массива). Несмотря на эти различия, графики обеих возрастных групп показывают схожую конфигурацию (см. рис. 7, а, б).

Значения изотопного состава неодима пород исследуемых массивов приведены в табл. 4 и на рис. 8. Породы Ципинского, Сириктинского и Правоулиглинского массивов характеризуются значени-

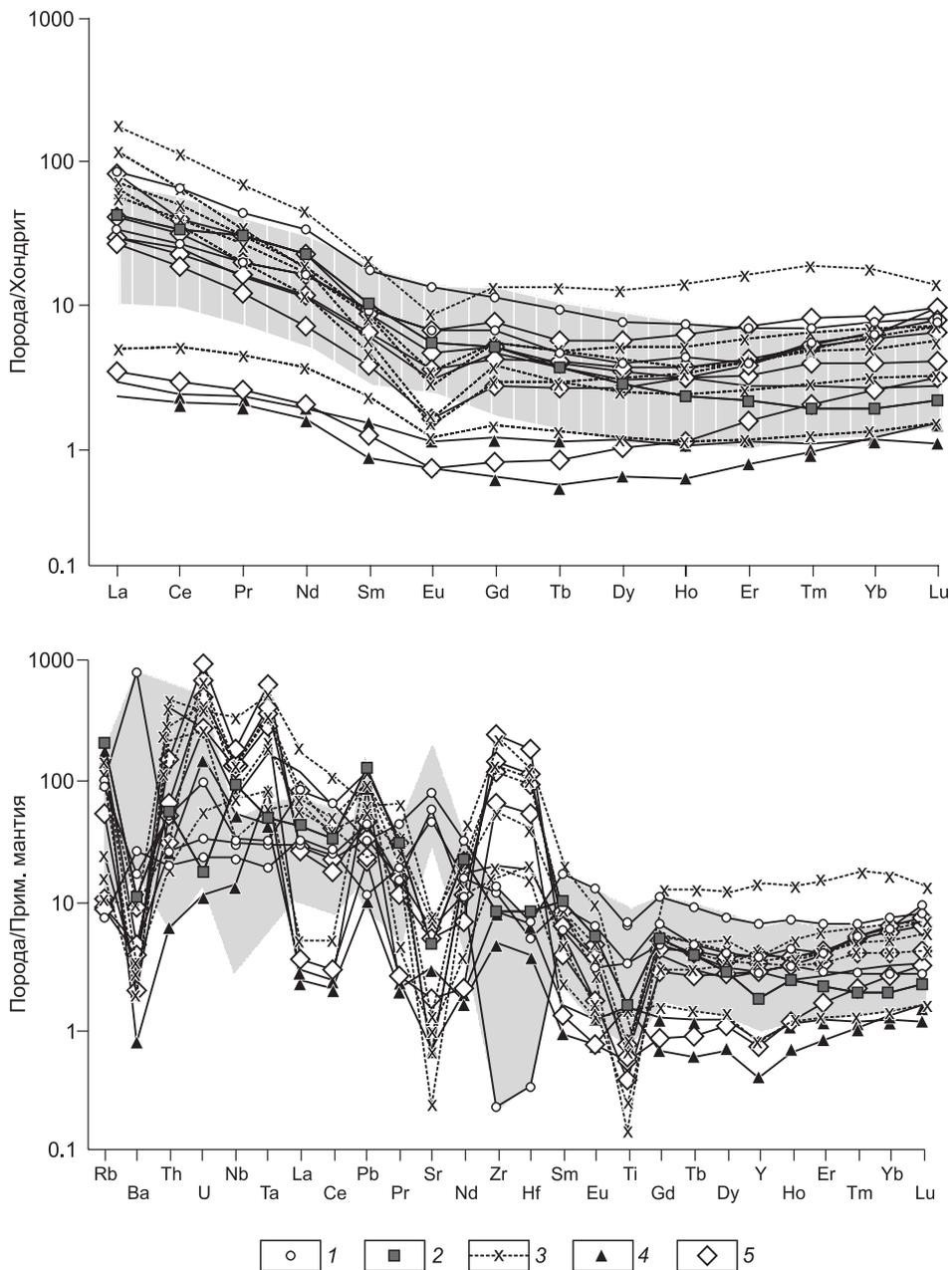


Рис. 7. Распределение редкоземельных элементов, нормированных к хондриту [McDonough, Sun, 1995], и редких элементов, нормированных к примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989], в пермотриасовых щелочных породах Витимского плоскогорья, Западное Забайкалье.

Серая область со штриховкой — позднепалеозойские щелочные и нефелиновые сиениты Витимского плоскогорья [Doroshkevich et al., 2012]. 1 — Амалатский, 2 — Верхнеулиглинский, 3 — Правоулиглинский, 4 — Сириктинский, 5 — Ципинский массивы.

ями $\epsilon_{Nd}(T)$, варьирующими от +5.1 до +8.4, что свидетельствует о преобладании деплетированного компонента в источнике расплавов. Первичные $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношения для наименее альбитизированных пород Ципинского массива (обр. 389 и 328) подтверждают этот вариант (см. табл. 4). Рассчитанные значения возраста источника $T_{Nd}(DM)$ для вышеперечисленных пород равны 0.65—0.30 млрд лет. С другой стороны, наиболее альбитизированные сиениты (обр. 321 и ПУ-35/16) показывают низкие значения $\epsilon_{Nd}(T)$ от +2.1 до +1.9 и высокие первичные $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношения (обр. 321 — 0.710347), а также более древние модельные значения возраста источника $T_{Nd}(DM)$ от 0.71 до 0.69 млрд лет. Щелочные породы Амалатского и Верхнеулиглинского массивов имеют более низкие величины $\epsilon_{Nd}(T)$: от +1.7 до -1.9 и неопротерозойские значения модельного возраста $T_{Nd}(DM) = 0.95—0.80$ млрд лет.

Таблица 4.

**Результаты исследования Rb-Sr и Sm-Nd изотопных систем
для щелочных пород Витимского плоскогорья**

№ п/п	№ пробы	Воз- раст, млн лет	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2s$	$I(\text{Sr})$	$\varepsilon_{\text{Sr}}(T)$	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$	T_{Nd} (DM), млн лет
			г/г							г/г					
<i>Амалатский массив</i>															
1	506	262	66.42	1283	0.149701	0.707437	6	0.706879	38.11	2.66	14.68	0.109497	0.512573	1.7	847
2	509A	262	51.93	1424	0.10548	0.706999	5	0.706606	34.22	7.32	42.77	0.103497	0.512561	1.6	817
<i>Верхнеулигинский массив</i>															
3	436	245	—	—	—	—	—	—	—	8.99	60.29	0.090137	0.512379	-1.7	953
4	435	245	—	—	—	—	—	—	—	11.93	82.38	0.087563	0.512363	-1.95	953
<i>Сириктинский массив</i>															
5	529	257	—	—	—	—	—	—	—	2.90	12.63	0.138982	0.512833	5.7	651
6	654	257	—	—	—	—	—	—	—	0.40	2.57	0.094289	0.512897	8.4	325
<i>Ципинский массив</i>															
7	389	242	46.00	106	1.226812	0.70911	0.00018	0.704887	9.52	3.68	22.07	0.100853	0.512781	5.8	501
8	321	242	30.30	115	0.741572	0.7129	0.00018	0.710347	87.04	0.09	0.60	0.087986	0.512565	1.9	712
9	328	242	42.84	80.35	1.504278	0.70981	0.00016	0.704632	5.91	4.03	28.69	0.084869	0.512819	7.0	394
<i>Правоулигинский массив</i>															
10	419/3	249	—	—	—	—	—	—	—	12.20	62.09	0.118798	0.512784	5.3	591
11	ПУ- 35/16	249	—	—	—	—	—	—	—	1.97	13.90	0.085639	0.512568	2.2	695
12	ПУ- 38/16	249	—	—	—	—	—	—	—	4.12	25.45	0.097907	0.512739	5.1	544

Примечание. 1, 2 — по [Doroshkevich et al., 2012]. Прочерк — нет данных.

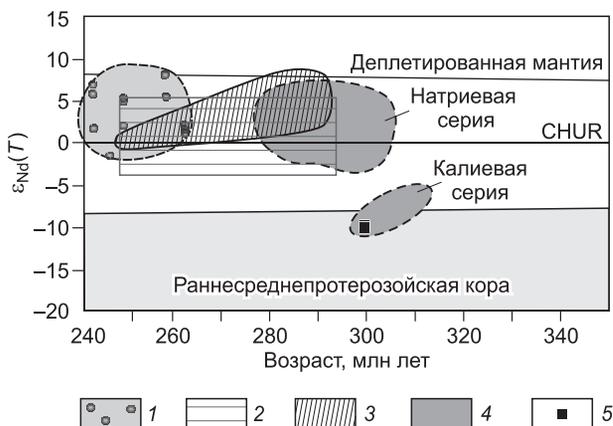
Значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ в цирконах из альбитизированных сиенитов (обр. 328 и 383) Ципинского массива равны 5.8 и 6.0 ‰ соответственно. Минералы (клинопироксен, КПШ, биотит, нефелин) из пород Амалатского массива характеризуются более тяжелыми $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ — от 7.4 до 11.3 ‰, что объясняется участием ассимилированного корового карбонатного материала [Doroshkevich et al., 2012; Дорошкевич, 2013].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные значения возраста щелочных пород Амалатского, Сириктинского, Ципинского, Право- и Верхнеулигинского массивов ложатся в интервал 261—242 млн лет. На гистограмме распределения геохронологических данных (рис. 9) видно, что их образование по времени оторвано от становления позднепалеозойских (306—294 млн лет) щелочных пород Витимского плоскогорья [Doroshkevich et al., 2012; Дорошкевич и др., 2012а, 2014; Дорошкевич, 2013; Избродин и др., 2017], гранитоидов баргузинского, чивыркуйского, зазинского и позднекуналейского комплексов в Забайкалье [Цыганков, 2014]. Это позволяет выделить их образование в

Рис. 8. Диаграмма зависимости $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$ от возраста для пермтриасовых щелочных пород Витимского плоскогорья, Западное Забайкалье.

I — пермтриасовые щелочные породы Витимского плоскогорья; 2 — базиты, по [Ярмолюк и др., 2000]; 3 — базальты, по [Ярмолюк и др., 1997, 2000]; 4 — позднепалеозойские щелочные породы натриевой и калиевой специализации Витимского плоскогорья [Doroshkevich et al., 2012; Избродин и др., 2017]; 5 — позднепалеозойские щелочные сиениты Сыннырского массива, по [Рыцк и др., 2017].



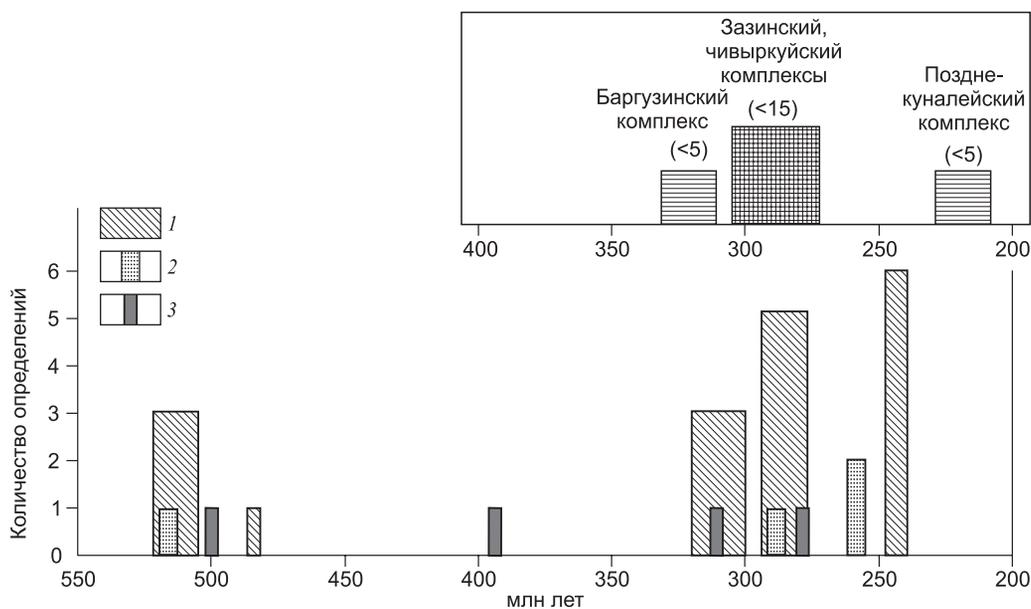


Рис. 9. Гистограмма распределения геохронологических данных для щелочных массивов Витимского плоскогорья [Шаракшинов и др., 1991; Doroshkevich et al., 2012; Дорошкевич и др., 2012 а, б, 2014; Дорошкевич, 2013; Избродин и др., 2017, данные этой статьи].

Во вкладке для сравнения приведены возрастные характеристики гранитоидного магматизма Забайкалья [Цыганков, 2014]. Метод определения возраста: 1 — U-Pb (SHRIMP-II и LA-ICP-MS); 2 — ⁴⁰Ar/³⁹Ar; 3 — Rb-Sr.

отдельный позднепермский-раннетриасовый этап. Появление этих щелочных пород можно увязывать с деятельностью Сибирского плюма [Добрецов и др., 2010], обусловившую формирование толеитовых покровных базальтов, проявление кимберлитового, щелочного ультраосновного карбонатитового и высококалийевого магматизма [Врублевский и др., 2004, 2005; Проскурнин и др., 2010; Зайцев, Смелов, 2010; Когарко, Зартман, 2011; Васюкова и др., 2011; Ivanov et al., 2013; Летникова и др., 2014; Чеботарев и др., 2017]. С другой стороны, установленные значения возраста совпадают по времени с магматическими процессами, широко проявленными в Центрально-Азиатском складчатом поясе. В этот период (256—249 млн лет) происходило формирование Северо-Монгольской рифтовой зоны, сопровождавшееся излиянием базальтов и становлением многочисленных массивов щелочных гранитов [Ярмлюк и др., 1997, 2000; Воронцов, Ярмлюк, 2004]. В северо-восточной части Китая также зафиксированы активные магматические процессы в интервале 259—244 млн лет, представленные продуктами бимодального вулканизма в ассоциации с гранитами [Tang et al., 2014; Li et al., 2017]. Исследователи связывают их образование с обстановкой активной континентальной окраины Монголо-Охотского бассейна [Ярмлюк и др., 1997, 2000; Воронцов, Ярмлюк, 2004; Tang et al., 2014; Li et al., 2017]. Информация о магматической деятельности в Забайкалье в этот период в литературе ограничена. Нами была найдена единственная опубликованная датировка по щелочным гранитам Ингурского массива, которая имеет значение 266 млн лет [Лыхин, 2015]. Полученные нами возрастные данные свидетельствуют, что магматическая активность в забайкальской части активной окраины на границе с Монголо-Охотским бассейном в период поздней перми—раннего триаса проявлялась довольно интенсивно.

Учитывая полученные прецизионные геохронологические данные по другим щелочным массивам Витимского плоскогорья [Шаракшинов и др., 1991; Doroshkevich et al., 2012; Дорошкевич и др., 2012 а, б, 2014; Дорошкевич, 2013; Избродин и др., 2017], можно выделить в пределах исследуемой территории три этапа развития щелочного магматизма в диапазонах 520—486, 306—294 и 261—242 млн лет (см. рис. 9). Ранее мы отмечали длительность существования и полихронность структуры [Дорошкевич, 2013; Дорошкевич и др., 2014]. Можно предположить, что эта зона обладает повышенным геотермальным градиентом. К примеру, на платформах, характеризующихся слабой тектонической активностью, температура повышается с глубиной на 20 °С/км, в то время как в рифтовых зонах и на активных континентальных окраинах — на 50 и 100° С/км соответственно [Foulger, 2012]. Кроме того, плотность теплового потока в Центрально-Азиатском складчатом поясе (территория Забайкалья) достаточно высокая — 54—56 мВт/м² [Горнов и др., 2009] по сравнению с таковой для континентальной коры, в среднем 40 мВт/м² [Menzies, Chazot, 1995]. Немаловажным фактором является также глубина расположения гра-

ницы Мохо. Проведенные Д. Ионовым [Ionov, 2002] исследования мантийных ксенолитов выявили различия в составе и термальном режиме мантии под Сибирским кратоном и его южным складчатым обрамлением. По его мнению, верхняя мантия складчатого пояса является более горячей по сравнению с мантией на этом же уровне под платформой. Вышеперечисленные факторы могли быть определяющими для «телескопирования» продуктов щелочного магматизма в пределах исследуемой структуры. Стоит отметить, что признаки пульсационной магматической активности на протяжении палеозоя и раннего мезозоя фиксируются и в других регионах Центрально-Азиатского складчатого пояса [Врублевский и др., 2004, 2005].

Не менее важным является изучение генетической связи между магматическими породами и гидротермальным оруденением. Решение вопроса о дискретности или непрерывности между вышеперечисленными процессами, основанное на абсолютном датировании, не во всех случаях возможно. Так, например, У. Кемпе с соавторами [Kemper et al., 2015] на основании U-Pb датирования цирконов определили время проявления процесса альбитизации позднепалеозойских гранитов района Мурунтау (Узбекистан), в то время как значения возраста магматических пород не удалось установить. Однако М.Л. Грант с соавторами [Grant et al., 2009] описали три дискретных события (два магматических и одно гидротермальное) по результатам U-Pb SHRIMP-II датирования единичных зерен циркона из плаггиогранита. На исследуемых Ципинском, Право- и Верхнеулиглинском массивах циркон, характеризующий поздний процесс альбитизации с циркониевой и ниобиевой минерализацией, дал близкие значения возраста с магматическим цирконом. Эти данные позволяют говорить об отсутствии дискретности между магматическим процессом и последующей альбитизацией. Схожий сценарий был описан в работе М.О. Рампилова [2013] по позднепалеозойским альбитовым гранитам (Оймурский и Безымянский массивы) Западного Забайкалья.

Для щелочных пород Сириктинского, Ципинского и Правоулиглинского массивов характерен широкий интервал значений ϵ_{Nd} . В опубликованной литературе подобные вариации для щелочных комплексов обычно интерпретируются как результат: 1) коровой контаминации при становлении массивов; 2) взаимодействия ранее сформированных магматических щелочных пород с поздне- или постмагматическими флюидами, характеризующихся низкими значениями радиогенного Nd; 3) изотопной гетерогенности мантийного источника с участием обогащенного и деплетированного компонентов [Chen, Simonetti, 2015; Rukhlov et al., 2015; Oliveira et al., 2017]. Минералогические и петрографические наблюдения свидетельствуют в пользу метасоматического преобразования щелочных пород, а наиболее низкие ϵ_{Nd} характерны для альбитизированных сиенитов. Положительная аномалия свинца в породах исследуемых массивов подтверждает возможность участия корового источника. В таком случае варианты коровой контаминации или взаимодействия сиенитов с флюидом корового происхождения можно было бы рассматривать как приемлемые, но имеющиеся геохимические данные противоречат этому. Так, например, циркон, находящийся в ассоциации с поздним альбитом, имеет значения изотопного состава кислорода, близкие к мантийным меткам. Можно предположить, что начальный источник для расплавов обладал деплетированными Nd изотопными характеристиками (до 8.4) и низкими первичными $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношениями (0.70463). Изменение ϵ_{Nd} и $^{87}Sr/^{86}Sr$ (I) связано с заключительным этапом эволюции исследуемых массивов (процесс альбитизации), но происхождение метасоматических флюидов явно ювенильной природы с отрицательными значениями ϵ_{Nd} остается неясным.

Несколько отличающимися изотопными характеристиками обладают породы Амалатского и Верхнеулиглинского массивов. Нами предполагается участие деплетированного мантийного вещества и ассимилированного корового карбонатного материала в породах Амалатского массива. Согласно расчетам, роль последнего компонента была незначительна и контаминация осадочного материала не сопровождалась сколько-нибудь существенным изменением валового состава магм [Дорошкевич, 2013].

Можно отметить сходство изотопного состава пород исследуемых массивов с таковым позднепалеозойских-раннемезозойских базальтов Центрально-Азиатского складчатого пояса [Ярмолюк и др., 1997, 2000; Воронцов, Ярмолюк, 2004] и раннетриасовых магматических пород северо-восточной части Китая [Li et al., 2017]. Согласно данным В.В. Ярмолюка с соавторами [1997, 2000], источник позднепермских базальтов Северо-Монгольской рифтовой зоны был гетерогенным с участием обогащенного и деплетированного мантийных компонентов, без сколько-нибудь значимой роли вещества коры. Источник для карбон-пермских базальтов Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны, имеющих наиболее деплетированные ϵ_{Nd} (до 7), характеризовался одновременным участием обогащенного материала мантийного плюма и деплетированной мантии надсубдукционного клина [Ярмолюк и др., 1997, 2000]. Ли с соавторами [Li et al., 2017] также предположили, что образование первичных магм среднетриасовых андезитовых базальтов северо-восточной части Китая происходило при частичном плавлении вещества деплетированного мантийного надсубдукционного клина, метасоматизированного флюидами, извлеченными при субдукции.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные значения возраста щелочных пород Амалатского, Сириктинского, Ципинского, Право- и Верхнеулиглинского массивов ложатся в интервал 261—242 млн лет и характеризуют период магматической деятельности в забайкальской части активной континентальной окраины на границе с Монголо-Охотским бассейном. Время проявления процесса альбитизации исследуемых щелочных пород, определенное U-Pb методом, близко к возрасту формирования пород, что позволяет говорить об отсутствии дискретности между магматическим процессом и последующей альбитизацией. Для расплавов щелочных пород предполагается деплетированный начальный источник, обогащение которого связано с воздействием метасоматических флюидов ювенильной природы (Сириктинский, Ципинский и Праворулиглинский массивы) и ассимилированного корового карбонатного материала (Амалатский массив).

Геохимическая характеристика пород (изотопный состав неодима и редкоземельный состав пород) выполнена за счет средств гранта Российского научного фонда (проект № 15-17-20036), определение возраста осуществлялось при поддержке проектов РФФИ (14-05-00180, 17-05-00309).

ЛИТЕРАТУРА

Андреева Е.Д. Особенности и время формирования некоторых массивов щелочно-габброидной ассоциации Витимского плоскогорья // Петрология и рудоносность природных ассоциаций горных пород. М., Наука, 1982, с. 253—262.

Буянтуев М.Д., Хубанов В.Б., Врублевская Т.Т. U-Pb LA-ICP-MS датирование цирконов из субвулканитов бимодальной дайковой серии Западного Забайкалья: методика, свидетельства позднепалеозойского растяжения земной коры // Геодинамика и тектонофизика, 2017, т. 8, № 2, с. 369—384.

Васюкова Е.А., Изох А.Э., Борисенко А.С., Павлова Г.Г., Сухоруков В.П., Чан Туан Ань. Петрология и возрастные рубежи раннемезозойских лампрофиров Горного Алтая // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (12), с. 2001—2021.

Воронцов А.А., Ярмлюк В.В. Северо-Монгольская-Забайкальская полихронная рифтовая система (этапы формирования, магматизм, источники расплавов, геодинамика) // Литосфера, 2004, № 3, с. 17—32.

Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Поляков Г.В., Изох А.Э., Крупчатников В.И., Травин А.В., Войтенко Н.Н. Ag-Ag-изотопный возраст лампроитовых даек чуйского комплекса, Горный Алтай // ДАН, 2004, т. 399, № 4, с. 516—519.

Врублевский В.В., Войтенко Н.Н., Романов А.П., Поляков Г.В., Изох А.Э., Гертнер И.Ф., Крупчатников В.И. Источники магм триасовых лампроитов Горного Алтая и Таймыра: (Sr, Nd)-изотопные свидетельства плюм-литосферного взаимодействия // ДАН, 2005, т. 405, № 5, с. 658—660.

Горнов П.Ю., Горошко М.В., Малышев Ю.Ф., Подгорный В.Я. Геотермические разрезы земной коры области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов и смежных платформ // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (5), с. 630—647.

Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик С.М. Термохимическая модель пермотриасовых мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых, благородно- и редкометалльных месторождений // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (9), с. 1159—1187.

Дорошкевич А.Г. Петрология карбонатитовых и карбонатсодержащих щелочных комплексов Западного Забайкалья: Автореф. дис.... д.г.-м.н. Улан-Удэ, ГИН СО РАН, 2013, 40 с.

Дорошкевич А.Г., Рипп Г.С., Сергеев С.А. U-Pb (SHRIMP II) изотопное датирование цирконов из щелочных пород Витимской провинции, Западное Забайкалье // ДАН, 2012а, т. 443, № 1, с. 297—301.

Дорошкевич А.Г., Рипп Г.С., Сергеев С.А., Конопелько Д.Л. U-Pb геохронология Мухальского щелочного массива, Западное Забайкалье // Геология и геофизика, 2012б, т. 53 (2), с. 169—174.

Дорошкевич А.Г., Рипп Г.С., Избродин И.А., Сергеев С.А., Травин А.В. Геохронология Гулхенского массива Витимской щелочной провинции, Западное Забайкалье // ДАН, 2014, т. 457, № 6, с. 687—689.

Загузин И.А., Козубова Л.А., Полевая Н.И. Каталог определений возраста горных пород СССР радиологическими методами. Забайкалье. Л., ВСЕГЕИ, 1976, 350 с.

Зайцев А.И., Смелов А.П. Изотопная геохронология пород кимберлитовой формации Якутской провинции / Ред. В.С. Шкодинский. Якутск, ИГАБМ СО РАН, 2010, 108 с.

Избродин И.А., Дорошкевич А.Г., Рампилов М.О., Рипп Г.С., Ласточкин Е.А., Хубанов В.Б., Посохов В.Ф., Владыкин Н.В. Возраст, минералогическая и геохимическая характеристика пород Чининского щелочного массива (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика, 2017, т. 58 (8), с. 1135—1156.

Когарко Л.Н., Зартман Р.Э. Новые данные о возрасте Гулинской интрузии и проблема связи щелочного магматизма Маймеча-Котуйской провинции с Сибирским суперплумом (данные по изотопии U-Th-Pb системы) // *Геохимия*, 2011, № 5, с. 462—472.

Конев А.А. Щелочные формации Саяно-Байкальской горной области // *Магматические и метаморфические комплексы Восточной Сибири*. Иркутск, Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1974, с. 55—57.

Конев А.А. Нефелиновые породы Саяно-Байкальской горной области. Новосибирск, Наука, 1982, 200 с.

Конев А.А., Черненко А.И., Фефелов Н.Н., Масловская М.Н., Раклинский Э.И. Калий-аргоновый возраст нефелиновых пород Прибайкалья // *Геология и геофизика*, 1975 (4), с. 141—146.

Летникова Е.Ф., Изох А.Э., Николенко Е.И., Похиленко Н.П., Шелестов В.О., Джен Н. (Hilen Geng), Лобанов С.С. Позднетриасовый этап магматической активности высококалийевого трахитового вулканизма северо-востока Сибирской платформы: свидетельства в осадочной летописи // *ДАН*, 2014, т. 459, № 3, с. 1—5.

Лыхин Д.А. Результаты Ar/Ar геохронологических исследований Ингурского массива, Забайкалье // *Материалы VI Российской конф. по изотопной геохронологии «Изотопное датирование геологических процессов: новые результаты, подходы, перспективы»*. СПб., ИГГД РАН, 2015, с. 169—170.

Проскурнин В.Ф., Петров О.В., Багдасаров Э.А., Розинов М.И., Толмачева Е.В., Ларионов А.Н., Бильская И.В., Гавриш А.В., Мозолева И.Н., Петрушков Б.С. О происхождении карбонатов Восточного Таймыра на основе изотопно-геохимического изучения цирконов // *Зап. РМО*, 2010, ч. 139, вып. 1, с. 19—36.

Рампилов М.О. Минеральный состав, особенности образования и рудоносность альбитовых гранитов Западного Забайкалья: Автореф. дис.... к.г.-м.н. Улан-Удэ, ГИН СО РАН, 2013, 40 с.

Рыцк С.Д., Великославинский С.А., Смыслов А.Б., Котов В.А., Глебовицкий Е.С., Богомолов Е.В., Толмачева В.П., Ковач В.П. Геохимические особенности и источники позднепалеозойских высококалийевых и ультракалийевых сиенитов Сыннырского и Тасского массивов (Восточная Сибирь) // *ДАН*, 2017, т. 476, №1, с. 93—97.

Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Цыганков А.А. U-Pb изотопное датирование цирконов из PZ₃—MZ магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-секторной масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором: процедура определения и сопоставление с SHRIMP данными // *Геология и геофизика*, 2016, т. 57 (1), с. 241—258.

Цыганков А.А. Позднепалеозойские гранитоиды Западного Забайкалья: последовательность формирования, источники магм, геодинамика // *Геология и геофизика*, 2014, т. 55 (2), с. 197—227.

Чеботарев Д.А., Дорошкевич А.Г., Шарыгин В.В., Юдин Д.С., Пономарчук А.В., Сергеев С.А. Геохронология Чуктуконского карбонатитового массива, Чадобецкое поднятие (Красноярский край) // *Геология и геофизика*, 2017, т. 58 (10), с. 1242—1553.

Шаракшинов А.О. Щелочной магматизм Витимского плоскогорья. Новосибирск, Наука, 1984, 183 с.

Шаракшинов А.О., Посохов В.Ф., Шалагин В.Л., Посохова В.А. Рубидий-стронциевый возраст щелочных пород Витимского плоскогорья (Западного Забайкалья) // *Магматизм, метаморфизм и рудоносность подвижных областей*. Улан-Удэ, БНЦ СО АН СССР, 1991, с. 160—169.

Ярмолюк В.В., Воронцов А.А., Коваленко В.И., Журавлев Д.З. Изотопная неоднородность источников позднепалеозойского внутриплитного магматизма Центральной Азии (на основе данных по изотопам Sr и Nd базальтов бимодальных ассоциаций) // *Геология и геофизика*, 1997, т. 38 (6), с. 1142—1147.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплум в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // *Геотектоника*, 2000, № 5, с. 1—27.

Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Aleinikoff J.N., Davis D.W., Korsch R.J., Foudoulis C. TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology // *Chem. Geol.*, 2003, v. 200, p. 155—170.

Bouvier A., Vervoort J.D., Patchett P.J. The Lu-Hf and Sm-Nd isotopic composition of CHUR: Constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2008, v. 273, № 1–2, p. 48—57.

Chew D.M., Sylvester P.J., Tubrett M.N. U-Pb and Th-Pb dating of apatite by LA-ICPMS // *Chem. Geol.*, 2011, v. 280, № 1–2, p. 200—216.

Chen W., Simonetti A. Isotopic (Pb, Sr, Nd, C, O) evidence for plume-related sampling of an ancient, depleted mantle reservoir // *Lithos*, 2015, v. 216—217, p. 81—92.

Doroshkevich A.G., Ripp G.S., Izbrodin I.A., Savatenkov V.M. Alkaline magmatism of the Vitim province, West Transbaikalia, Russia: age, mineralogical, geochemical and isotope (O, C, D, Sr, Nd) data // *Lithos*, 2012, v. 152, p. 157—172.

Foulger G.R. Are 'hot spots' hot spots? // *J. Geodyn.*, 2012, v. 58, p. 1—28.

Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: implications for crystal evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1988, v. 87, p. 249—265.

Grant M.L., Wilde S.A., Wu F., Yang J. The application of zircon cathodoluminescence imaging, Th–U–Pb chemistry and U–Pb ages in interpreting discrete magmatic and high-grade metamorphic events in the North China Craton at the Archean/Proterozoic boundary // *Chem. Geol.*, 2009, v. 261, p. 155—171.

Ionov D.A. Mantle structure and rifting processes in the Baikal–Mongolia region: geophysical data and evidence from xenoliths in volcanic rocks // *Tectonophysics*, 2002, v. 351, p. 41—60.

Ivanov A.V., He H., Yan L., Ryabov V.V., Shevko A.Y., Palesskii S.V., Nikolaeva I.V. Siberian Traps large igneous province: Evidence for two flood basalt pulses around the Permo–Triassic boundary and in the Middle Triassic, and contemporaneous granitic magmatism // *Earth Sci. Rev.*, 2013, v. 122, p. 58—76.

Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. The application of laser ablation–inductively coupled plasma–mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology // *Chem. Geol.*, 2004, v. 211, p. 47—69.

Kempe U., Seltmann R., Graupner T., Rodionov N., Sergeev S.A., Matukov D.I., Kremenetsky A.A. Concordant U–Pb SHRIMP ages of U-rich zircon in granitoids from the Muruntau gold district (Uzbekistan): Timing of intrusion, alteration ages, or meaningless numbers // *Ore Geol. Rev.*, 2015, v. 65, p. 308—326.

Li Y., Xu W.-L., Wang F., Pei F.-P., Tang J., Zhao S. Triassic volcanism along the eastern margin of the Xing’an Massif, NE China: Constraints on the spatial–temporal extent of the Mongol–Okhotsk tectonic regime // *Gondwana Res.*, 2017, v. 48, p. 205—223.

Ludwig K.R. User’s Manual for Isoplot/Ex, Version 2.10, A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 1999, v. 1, 46 p.

Ludwig K.R. SQUID 1.00. User’s Manual. Berkeley Geochronol. Center Spec. Publ. 2000, v. 2, 19 p.

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

Menzies M., Chazot G. Fluid processes in diamond to spinel facies shallow mantle // *J. Geodyn.*, 1995, v. 20, p. 387—415.

Oliveira Í.L., Brod J.A., Cordeiro P.F.O., Dantas E.L., Mancini L.H. Insights into the late-stage differentiation processes of the Catalão I carbonatite complex in Brazil: New Sr–Nd and C–O isotopic data in minerals from niobium ores // *Lithos*, 2017, v. 274—275, p. 214—224.

Rukhlov A.S., Bell K., Amelin Y. Carbonatites, isotopes and evolution of the subcontinental mantle: An overview / Eds. G.J. Simandl, M. Neetz, Proceedings of Symposium on strategic and critical materials, November 13–14, 2015, Victoria, British Columbia. British Columbia Ministry of Energy and Mines, British Columbia Geological Survey Paper 2015-3, p. 39—64.

Sláma J., Kosler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hanchar J.M., Horstwood M.S.A., Morris G.A., Nasdala L., Norberg N., Schaltegger U., Schoene B., Tubrett M.N., Whitehouse M.J. Plesovice zircon—a new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis // *Chem. Geol.*, 2008, v. 249, p. 1—35.

Sun 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.

Tang J., Xu W.L., Wang F., Wang W., Xu M.J., Zhang Y.H. Geochronology and geochemistry of Early–Middle Triassic magmatism in the Erguna Massif, NE China: constraints on the tectonic evolution of the Mongol–Okhotsk Ocean // *Lithos*, 2014, v. 184, p. 1—16.

Tera F., Wasserburg G.J. U–Th–Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1972, v. 14, p. 281—304.

Wiedenbeck M., Allé P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., von Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W. Three natural zircon standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, trace element and REE analysis // *Geostand. Newslett.*, 1995, v. 19, № 1, p. 1—23.

Williams J.S. U–Th–Pb geochronology by ion microprobe. Application of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes // *Rev. Econ. Geol.*, 1998, v. 7, p. 1—35.

*Рекомендована к печати 1 октября 2017 г.
Н.Н. Круком*

*Поступила в редакцию 8 июня 2017 г.,
после доработки — 11 сентября 2017 г.*