

## ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ВОЗРАСТ ПОРОД ЫЛЛЫМАХСКОГО МАССИВА (*Алданский щит, Южная Якутия*)

Е.А. Васюкова<sup>1,2</sup>, А.В. Пономарчук<sup>1</sup>, А.Г. Дорошкевич<sup>1,3</sup>

<sup>1</sup> Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

<sup>2</sup> Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 1, Россия

<sup>3</sup> Геологический институт СО РАН, 670047, Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, ба, Россия

Ыллымахский массив относится к мезозойским кольцевым интрузиям, весьма распространенным в Центральном Алдане. Щелочные породы, которыми он сложен, отличаются большим разнообразием по своим вещественным характеристикам. В результате исследования на основе петролого-геохимических и геохронологических данных было выделено три группы пород, иллюстрирующие различные фазы формирования массива. В двух группах спектр пород образовался в результате фракционирования породообразующих минералов (пироксена и плагиоклаза) и акцессорного апатита, что нашло отражение в трендах на вариационных диаграммах, а также в спектрах РЗЭ. Кроме того, существенный вклад в разнообразие породообразующих расплавов внесла ассимиляция корового материала, что увеличило  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  отношение от группы к группе, оставив  $\epsilon_{\text{Nd}}$  стабильно экстремально низкой, характерной для региона (в среднем  $-13.5$ ). Геохронологические данные, полученные Ar-Ar методом, свидетельствуют о трех независимых этапах:  $140 \pm 1.9$ ,  $130 \pm 1.9$  —  $131 \pm 2.4$  и  $125 \pm 1.9$  млн лет, сопоставимых с временными рубежами других мезозойских массивов Алдана.

*Щелочные породы, изотопный состав Sr-Nd, Ar-Ar возраст, Ыллымахский массив, Центральный Алдан.*

## PETROLOGICAL AND GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS AND AGE OF THE ROCKS OF THE YLLYMAKH MASSIF (*Aldan Shield, southern Yakutia*)

E.A. Vasyukova, A.V. Ponomarchuk, and A.G. Doroshkevich

The Yllymakh massif is one of Mesozoic ring intrusions widespread in Central Aldan. The alkaline rocks composing it are greatly diverse in composition. Based on the obtained petrological, geochemical, and geochronological data, we have recognized three groups of rocks, marking the different phases of the massif formation. The rocks of two groups resulted from the fractionation of rock-forming minerals (pyroxene and plagioclase) and accessory apatite, which is reflected in the composition trends in the variation diagrams and in the REE patterns. Assimilation of the crustal material also significantly contributed to the diversity of rock-forming melts, which is evidenced from the increase in  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  from group to group. At the same time, the  $\epsilon_{\text{Nd}}$  value is steadily extremely low throughout the study area (on average,  $-13.5$ ). The obtained Ar-Ar geochronological data indicate three independent stages of the massif formation:  $140.0 \pm 1.9$ ,  $130.0 \pm 1.9$ – $131.0 \pm 2.4$ , and  $125.0 \pm 1.9$  Ma, which are close in time to the evolution stages of other Mesozoic massifs in Aldan.

*Alkaline rocks, Sr-Nd isotope composition, Ar-Ar age, Yllymakh pluton, Central Aldan*

### ВВЕДЕНИЕ

Алданский щит представляет собой крупнейший выход на поверхность фундамента Сибирского кратона с отчетливо проявленным блоковым строением. Развитие в мезозое соседних Верхояно-Чукотской и Монголо-Охотской областей, являющихся южной и юго-восточной окраинами палеоконтинента, обусловило тектономагматическую активизацию Алданского щита с характерным внутриплитным магматизмом [Кочетков, 2006] и сформировало Алданскую высококалийную щелочную провинцию [Максимов, 1975]. Согласно [Ярмолюк и др., 1995, 2000], проявление мезозойского магматизма на Северо-Азиатском кратоне объясняется влиянием подлитосферного «горячего поля мантии» в виде интенсивного рифтогенеза и внутриплитной плутоновулканической деятельности, сопряженных с формированием эпиконтинентальных прогибов, впадин и грабен. В работах [Khomich et al., 2014, 2015; Хомич, Борискина, 2016] проявление мезозойской тектономагматической активности на Алданском щите связывается с процессом дегидратации субдуцирующей океанической плиты последующим апвеллингом астеносферного вещества, деформации в литосфере и проявлением многоэтапного плюмового магматизма.

© Е.А. Васюкова<sup>✉</sup>, А.В. Пономарчук, А.Г. Дорошкевич, 2020

<sup>✉</sup>e-mail: lenav@inbox.ru

DOI: 10.15372/GiG2019147

Мезозойские щелочные породы Алданского щита отличаются исключительным многообразием составов, особенностями тектонических условий и геологических обстановок залегания. Используя подходы формационного анализа, исследователи выделили три наиболее широко распространенные в пределах щита формации: лейцит-щелочно-сиенитовую, монцонит-сиенитовую и среднекислых гранитоидов [Максимов, 1975]. Характер соотношений формаций в масштабах щита позволяет выделить пространственную латеральную зональность: на западе преобладает лейцит-щелочно-сиенитовая, в центральной части она дополняется монцонит-сиенитовой, а на востоке и юго-востоке преобладает формация среднекислых гранитоидов.

Согласно современным геологическим данным [Объяснительная записка..., 2016], в пределах Центрально-Алданской площади выделяются следующие этапы мезозойского магматизма:

- поздне триассовый—раннеюрский, отсутствующий в рамках исследуемого района;
- среднепозднеюрский (томмотский вулканический лейцитит-щелочно-трахитовый и верхнеселигдарский гипабиссальный сиенит-порфировый комплексы);
- позднеюрско-раннемеловой (алданский плутонический фергусит-щелочно-сиенитовый и лебединский плутонический монцонит-сиенит-гранитовый комплексы);
- раннемеловой (тобукский гипабиссальный вогезит-минеттовский, курунгский комплекс калишпатовых метасоматитов, колтыконский гипабиссальный сиенит-порфировый и эльконский гипабиссальный щелочно-сиенит-щелочно-гранитовый комплекс).

Основной, самый активный этап мезозойского магматизма пришелся на позднюю юру—начало раннего мела. Проявлениями этого этапа являются алданский фергусит-щелочно-сиенитовый и рвущий его лебединский монцонит-сиенит-гранитовый комплексы. Интрузии этих двух комплексов в наибольших объемах сосредоточены в пределах относительно крупных (20—100 км<sup>2</sup>) полифазных плутонов, часто имеющих концентрическое строение. К ним относится и исследуемый Ыллымахский массив. Здесь алданский комплекс проявлен в виде многочисленных полуконических интрузий, штоков, даек, а лебединский комплекс представлен в виде мелких штоков вблизи основного тела Ыллымахского массива.

В каждом комплексе выделяются несколько фаз, возрастные взаимоотношения между которыми были установлены геологическими методами. К первой фазе относят породы калиевого уклона (малиньиты, псевдолейцитовые сиенит-порфиры, шонкиниты, биотитовые порфириты), ко второй — калинатрового уклона (нефелиновые, анальцимовые сиениты, щелочные сиениты, фельдшпатоидные сиенит-порфиры).

В работе Г.К. Шнай и М.П. Орловой [1977] представлены датировки, охватывающие довольно значительный интервал — 165—131 млн лет. Возраст самых ранних пород массива — малиньитов, меланократовых, псевдолейцитовых и нефелиновых сиенитов и шонкинитов — попадает в промежуток 165—158 млн лет. Монцониты, эпидейцитовые фонолиты и трахиты образовались в интервале 152—142 млн лет. Завершается формирование массива внедрением щелочных сиенитов, граносиенитов и эгириновых гранитов в интервале 133—131 млн лет. Для сравнения сопоставим имеющиеся геохронологические даты Ыллымахского массива с прецизионными данными по некоторым другим массивам Центрально-Алданского района, полученными в последнее время. Самые ранние породы массива Рябиновый, по данным Ar-Ar анализа, имеют возраст  $144.8 \pm 5$  млн лет, а дайки лампрофиров датируются интервалом 129—125 млн лет [Borisenko et al., 2011]. Этот же интервал магматизма, 147—120 млн лет, подтверждается Rb-Sr и U-Pb изотопными системами [Шатов и др., 2012; Шатова и др., 2017]. Основные рубежи формирования щелочного обрамления массива Инагли имеют близкие временные рамки: кристаллизация оторочки дунитового ядра — (клинопироксенитов), датируется не позднее  $145.8 \pm 3.2$  млн лет; образование дифференцированного щелочного кольца массива происходило в интервале 133—128 млн лет: возраст кристаллизации меланократовых сиенитов составляет  $133.2 \pm 2.2$  млн лет, монцонит-порфиров —  $130 \pm 2.4$  млн лет, лейкократовых сиенитов — не позднее  $128.2 \pm 4.4$  млн лет, шонкинитов — не позднее  $129 \pm 1.4$  млн лет [Пономарчук и др., 2019]. Дайки и силлы монцонит-порфиров, проявленные как на площади массива Инагли, так и в непосредственной близости, имеют U-Pb возраст 133—130 млн лет [Ибрагимова и др., 2015], что подтверждается данными Ar-Ar исследований —  $130 \pm 2.4$  млн лет [Пономарчук и др., 2019].

Первые данные о последовательности формирования Ыллымахского комплекса приведены в работе [Билибин, 1947] на основании геологических взаимоотношений пород. Самыми ранними магматическими образованиями являются щелочные базальтоиды (биотитовые пироксениты) томмотского комплекса. Они формируют редкие неки в составе исследуемого массива. Их возраст определяется тем, что они прорывают терригенные отложения юхтинской и дурайской свит и в то же время испытывают контактовые воздействия более поздних умеренно-щелочных интрузий лебединского и алданского комплексов. Данные соотношения наблюдаются в районе гор Лебединая, Спирина, Пирамида, Геологическая, Якокутского вулканоплутона. Абсолютный возраст, определенный K-Ar методом по валовому составу породы, составляет  $187.7 \pm 2.3$  млн лет [Максимов, 2003], по KFsр —  $166 \pm 6$  млн лет [Еремеев, 1984].

Очевидно, что для геодинамической реконструкции и характеристики источников вещества необходимо определение точного возраста образования пород Ыллымахского массива. Фактическое отсутствие современных геохронологических данных по объекту исследования определяет необходимость проведения геохронологических исследований, поэтому в данной статье представлены результаты датирования всех разновидностей пород массива.

Интерес к Ыллымахскому массиву поднимался в геологической литературе неоднократно. Но каждая из работ была посвящена лишь какому-то отдельному аспекту, характеризующему массив, и не давала общего, цельного петрологического описания. Так, например, в монографии Ю.А. Билибина [1947] приведено геологическое описание разнообразия и состава пород Ыллымахского массива. В серии работ [Угрюмов и др., 1996, 2001; Угрюмов, Дворник, 1997; Дворник, Элроев, 2001; Дворник, 2016] подробно рассмотрены метасоматические процессы, наложенные на породы Ыллымахского массива, и его рудоносность. Авторами были выявлены стадии, определена зональность золотопорфирового оруденения в метасоматитах калиевых щелочных массивов, указаны критерии выявления рудоносных тел и перспективы разработки калиевых щелочных массивов как золотопорфирового типа оруденения. Оценка физико-химических условий образования оливиновых шонкинитов Ыллымахского массива по данным термобарогеохимических исследований изложена в работах [Панина и др., 2011; Рокосова, Панина, 2013; Рокосова, 2014].

Как видно из представленного обзора, ни одна из перечисленных работ не дает общей картины формирования спектра пород массива, а лишь освещает тот или иной аспект. К тому же для пород Ыллымахского массива отсутствует изотопно-геохимическая информация, необходимая для характеристики источников вещества исследуемых пород. Имеющиеся немногочисленные изотопно-геохимические данные по позднемезозойским щелочным комплексам Алданского щита указывают на преобладание обогащенного мантийного компонента при формировании материнских очагов [Bogatikov et al., 1994; Mitchell et al., 1994; Первов и др., 1997; Владыкин, 2005]. Очевидно, что для оценки существования обогащенной литосферной мантии под Алданским щитом необходимо получить недостающую изотопную и геохимическую информацию по статистически значимому количеству щелочных массивов, включая основной Ыллымахский.

В данной статье представлены результаты петролого-геохимических, изотопных и геохронологических исследований пород Ыллымахского массива (щелочные сиенит-порфиры, щелочные сиениты, псевдолейцитовые сиениты, нефелиновые сиениты и щелочные граниты). Обсуждается вопрос временных и генетических соотношений, источников вещества, проблема образования и эволюции породообразующего щелочного расплава.

### КРАТКОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

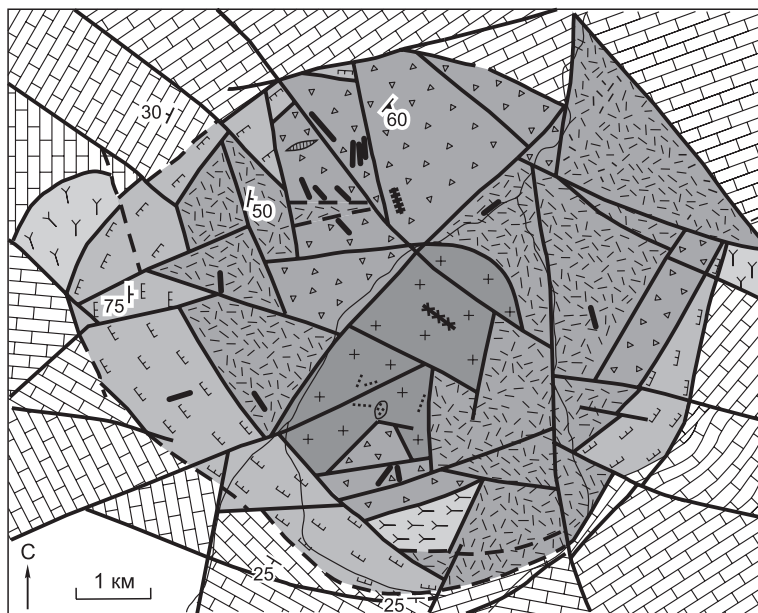
Ыллымахский массив находится в южной части Алданского щита и входит в состав Центрально-Алданского рудного района. Геологическая позиция исследуемого массива определяется его размещением на границе Верхнеякутского грабена в непосредственной близости к узлу пересечения реактивированных в мезозое крупных разломов — Юхтинского, крупнейшего в Центральном Алдане, имеющего северо-западное простирание, и Ыллымахского северо-восточного простирания [Дворник, 2016].

Интрузивные тела, относящиеся к Ыллымахскому массиву, располагаются среди монотонной толщи осадочных пород — доломитов кембрийского и венд-кембрийского возраста, подстилаемых архейскими гранитами.

Ыллымахский вулканоплутон имеет в плане форму вытянутого овала размером 5.1×4.4 км. В Ыллымахском массиве выражена зональность и концентрическое строение. Интрузивные контакты между различными типами пород и наличие ксенолитов более ранних пород в поздних свидетельствуют о многократном, импульсивном внедрении порций магмы [Билибин, 1958].

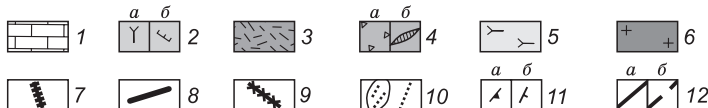
Наиболее ранними породами являются высокощелочные породы — монцониты и малиньиты [Билибин, 1958]. Эти породы слагают два крупных, разъединенных между собой участка в западной и восточной частях интрузива. Основная, наиболее крупная часть массива сформирована крупными штоками нефелиновых и щелочных сиенитов. Они слагают крупный шток, вытянутый в меридиональном направлении, разделяющий интрузив на две части — западную и восточную. Породы интенсивно изменены в результате вторичных процессов (мусковитизация, карбонатизация). Щелочные сиениты рассечены многочисленными дайками сельвсбергитов и щелочных гранитов. Еще более молодыми являются монцониты-сиениты, проявленные в виде отдельных тел, секущих более ранние породы, а также находящиеся в двух отдельных небольших штоках, расположенных на востоке и западе от основного тела. Во внутренней зоне наблюдается изометричное тело эгириновых гранитов и эруптивных брекчий этих пород.

В настоящий момент существует множество точек зрения как на разнообразие, так и на возраст пород, слагающих массив. Так, помимо перечисленных пород, в пределах массива встречаются дайки



**Рис. 1. Геологическая схема Ыллымахского щелочного вулканоплутонического массива, по [Билибин, 1947; Шнай, Орлова, 1977].**

1 — мраморизованные доломиты, известняки раннекембрийские; 2 — монзониты (а), малиньиты (б); 3 — эпидейцитовые фонолиты, трахиты, их туфы; 4 — нефелиновые и псевдолейцитовые сиениты (а) и пегматиты нефелиновых сиенитов (б); 5 — щелочные нефелинсодержащие сиениты (пуласкиты); 6 — граниты и граносиениты; 7 — фельдшпатоидный микросиенит; 8 — щелочной сиенит-порфир; 9 — гранит- и граносиенит-порфиры; 10 — кварцевые жилы; 11 — трахитоидность (а) и элементы залегания (б); 12 — разломы установленные (а) и предполагаемые (б).



псевдолейцитовых тингуаитов, шток пуласкита, мелкие тела и дайки щелочных сиенит-порфиров. Также стоит отметить формы нахождения кварца — от мелких отдельных зерен и небольших равномерно распределенных

по породам (характерно для северной части штока) до крупных скоплений и гнезд. Одно из наиболее крупных обособлений имеет в плане овальную форму размером 20×30 м, сложено чистым кварцем, образующим вытянутые столбчатые кристаллы неправильного сечения. Благодаря трещинам отдельности эти кристаллы легко ломаются и образуют в россыпи обломки длиной до нескольких дециметров. Внутри кварцевых скоплений не удалось выявить присутствия каких-либо рудных минералов. Вблизи южного контакта штока были обнаружены эгириновые граниты, постепенно переходящие к чистому пегматитовому кварцу.

Нами была отобрана коллекция образцов пород Ыллымахского массива. Вследствие труднодоступности обнажений исследуемого объекта коллекция не включает всего разнообразия пород, описанных в литературных источниках. Однако позволяет сделать выводы, предваряя более детальное исследование.

## МЕТОДИКА ИЗМЕРЕНИЙ

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирование проведено по мономинеральным фракциям, отбор которых производился вручную под бинокулярной лупой из фракции 0.3—0.1 мм измельченного образца. Облучение проб осуществлено в кадмированном канале научного реактора ВВР-К типа в Научно-исследовательском институте ядерной физики (г. Томск). Градиент нейтронного потока за период облучения не превышал 0.5 % в размере образца. В качестве монитора используется стандартный К/Аг образец мусковит МСА-11 (ОСО № 129-88), подготовленный Всесоюзным научно-исследовательским институтом минерального сырья Министерства геологии СССР (ВИМС) в 1988 г. Для его калибровки в качестве  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  монитора использовали международные стандартные образцы — мусковит Bern 4m и биотит LP-6 [Baksi et al., 1996]. По результатам калибровки в качестве возраста мусковита МСА-11 было принято среднее, которое составило  $311.0 \pm 1.5$  млн лет [Травин, 2016]. Значение полной постоянной распада  $^{40}\text{K}$ , в соответствии с [Steiger, Jager, 1977], принималось равным  $5.543 \cdot 10^{-10}$  год $^{-1}$ .

Холостой опыт по определению  $^{40}\text{Ar}$  (10 мин при 1200 °С) не превышал  $5 \times 10^{-10}$  нсм $^3$ . Очистку аргона производили с помощью Ti и ZrAl SAES геттеров. Дополнительная очистка осуществлялась с помощью кварцевого аппендикса, погруженного в жидкий азот. Изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре Noble gas 5400 фирмы Микромасс (Англия). Для коррекции на изотопы  $^{36}\text{Ar}$ ,  $^{37}\text{Ar}$ ,  $^{40}\text{Ar}$ , полученные при облучении Ca, K, использованы следующие коэффициенты:  $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0.000891 \pm \pm 0.000005$ ,  $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0.000446 \pm 0.000006$ ,  $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{K}} = 0.089 \pm 0.001$ . Особое внимание уделялось контролю фактора изотопной дискриминации с помощью измерения порции очищенного атмосферного аргона. Среднее значение отношения  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  на период измерений составило  $295.5 \pm 0.5$ . Нагревание образца происходило в кварцевом реакторе, помещенном в резистивную печь. Датирование произво-



дилось методом ступенчатого прогрева. Контроль температуры осуществлялся посредством хромель-алюмелевой термопары. Точность регулировки температуры составляла  $\pm 1^\circ\text{C}$ .

Изотопный состав кислорода в минералах определяли в Геологическом институте СО РАН (г. Улан-Удэ) на масс-спектрометре Finnigan MAT 253 методом лазерного фторирования [Sharp, 1990]. Образцы нагревали 100 Вт  $\text{CO}_2$  лазером в атмосфере  $\text{BrF}_5$ . В качестве эталонов использовали международные стандартные материалы: кварц NBS-28 (9.65 ‰;  $n = 10$ ) и биотит NBS-30 (5.11 ‰;  $n = 15$ ). Стандарт граната UWG-2 (5.88 ‰) анализировали в процессе каждого опыта для обеспечения большей точности. На основании этих данных и воспроизводимости повторяющихся измерений погрешность значений  $\delta^{18}\text{O}$  образцов не превышала 0.2 ‰.

Содержания изотопов Sr и Rb определяли в лаборатории изотопно-аналитических методов № 775 ИГМ СО РАН (г. Новосибирск, аналитик В.Ю. Киселева). В навеску образца величиной около 0.1 г, измельченного до 0.1 мм, добавили 5—10 мл смеси концентрированных плавиковой и хлорной кислот соотношением 4:1. Разложение осуществлялось при температуре около  $230^\circ\text{C}$ , затем образец упаривался до влажных солей, после этого для разложения нерастворимых фторидов снова последовательно добавлялись концентрированная  $\text{HClO}_4$ ,  $\text{HNO}_3$  70 %-я и дважды  $\text{HCl}$  30 %-я.

По окончании разложения избыток кислот удаляют выпариванием досуха, а сухой остаток переводят в хлориды. Последние растворяют в 2N соляной кислоте, раствор центрифугируют и центрифугат переносят в подготовленную ионообменную колонку.

Для определения содержаний Rb и Sr процедура анализа аналогичная, только в навеску образца добавляется трассер, обогащенный  $^{85}\text{Rb}$  и  $^{84}\text{Sr}$ .

Разделение рубидия и стронция проводится на кварцевых хроматографических колонках методом ионообменной хроматографии. Хроматографические колонки объемом 1—2 мл заполнены катионитом Dowex AG W50x8 с размером зерен 200-400 меш. Элюентом служит 2N  $\text{HCl}$ .

Измерения проводятся на мультиколлекторном масс-спектрометре МИ 1201АТ. Хроматографически выделенный стронций в азотно-кислой форме наносится на рениевую ленту размерами  $20 \times 0.7 \times 0.03$  мм и измеряется в двухленточном режиме с рениевыми ионизаторами.

Правильность определения изотопных отношений Sr контролируется параллельным измерением в каждой серии образцов изотопного стандарта ИСГ-1 с изотопным отношением стронция  $0.71732 \pm 10$  и содержанием Rb-145, Sr 227 г/г.

Измерения изотопного состава неодаима и концентраций Sm и Nd проводились на масс-спектрометре Finnigan MAT 262 в статическом двухленточном режиме с использованием рениевых и танталовых лент в Геологическом институте КНЦ РАН (г. Апатиты). Среднее значение отношения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  в стандарте La Jolla за период измерений составило  $0.511835 \pm 18$  ( $n = 15$ ). Ошибка в  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  отношениях 0.3 % ( $2\sigma$ ) — среднее значение из семи измерений в стандарте BCR. Погрешность измерения изотопного состава Nd в индивидуальном анализе не превышала 0.005 %. Холостое внутривлабораторное загрязнение по Nd равно 0.3 нг и по Sm 0.06 нг. Точность определения концентраций Sm и Nd  $\pm 0.5$  %. 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].

ICP-MS анализ на Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Cs, Ba, P3Э, Th и U в породах массива, вмещающих толщах и метасоматитах проводили на спектрометре ELEMENT с ультразвуковым распылителем U-5000AT + в лаборатории изотопно-аналитических методов № 775 ИГМ СОРАН (г. Новосибирск, аналитик И.В. Николаева). Методика исследования описана в работе [Николаева и др., 2008].

## ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ И ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

**Псевдолейцитовые сиениты** — породы полнокристаллические, с выраженной порфировой структурой. Вкрапленники представлены кристаллами калиевого полевого шпата и эпидейцитом. Последний находится в виде крупных участков субизометричной или неправильной формы. Основная масса микролитовая, сложена калиевым полевым шпатом, мелкими чешуйками биотита. Акцессорные минералы представлены титанитом, замещаемым лейкоксеном, апатитом. Порода часто альбитизирована, карбонатизирована. Также характерно ожелезнение, выраженное в виде лимонита и гематита.

**Нефелиновые сиениты** — полнокристаллические породы с порфировидной структурой, офитовой структурой основной массы. Главными породообразующими минералами являются клинопироксен (30 %), калиевый полевой шпат (50 %), нефелин (10 %), отмечается незначительное количество биотита. Акцессорная минерализация представлена апатитом. Во вкрапленниках находится клинопироксен с характерной зональностью — от бесцветных в центральной части до зеленоватой в краевой. Клинопироксен в основной массе окрашен в зеленый цвет разной интенсивности. Калиевый полевой шпат находит-

ся в основной массе в виде идиоморфных удлиненных кристаллов. Нефелин в породе образует крупные ойкокристы с включениями калиевого полевого шпата. Биотит занимает межзерновое пространство в виде ксеноморфных зерен. Апатит идиоморфный со слегка сглаженными ребрами.

**Щелочные сиениты.** Порода является полнокристаллической, равномерно-зернистой с массивной текстурой. Сиенит сложен эгирин-авгитом (до 15 %), плагиоклазом (до 15 %), калиевым полевым шпатом (до 65 %), кварцем (до 5 %), флогопитом (единичные зерна). Акцессорные минералы представлены титанитом, апатитом. Полевой шпат образует крупные (до 3.6 мм) идиоморфные кристаллы с выраженными кристаллографическими гранями. Типичны пертиты, приуроченные к центральной части кристаллов. Плагиоклаз и эгирин-авгит представлены субидиоморфными зернами меньшего (до 2 мм) размера. Ксеноморфные выделения кварца выполняют интерстиции между зернами. Титанит находится в породе в виде ксеноморфных зерен и скоплений довольно крупного размера (до 0.8 мм).

**Щелочные граниты.** Порода полнокристаллическая, неравномерно-зернистая массивной текстуры. Сложена калиевым полевым шпатом, кварцем и клинопироксеном эгирин-авгитового состава. Наиболее крупными являются кристаллы кварца (до 4 мм). Они имеют явно выраженную кристаллографическую огранку. Между ними находятся субидиоморфные зерна полевого шпата (до 2 мм) с характерной микроклиновой решеткой и слабопроявленной пелитизацией. В интерстициях и краевых зонах роста кварца находятся обильные мелкие зерна эгирин-авгита вытянутого габитуса (рис. 2).

### ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Химический состав исследуемых пород приведен в табл. 1. По содержанию  $\text{SiO}_2$  породы, за исключением щелочных гранитов, относятся к группе средних пород. По сумме щелочей ( $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ ), превышающей 10 %, исследуемые породы являются щелочными, по содержанию  $\text{K}_2\text{O}$  (>4 %) и отношению  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  принадлежат группе высокалиевых пород с калиевым и калиево-натровым типом щелочности (рис. 3). Все исследуемые породы по насыщенности кремнеземом делятся на три группы. Однако дальнейший анализ данных подтвердил справедливость такого разделения и по другим характеристикам.

В **первой** группе пород, включающей щелочные и фельдшпатоидные сиениты, количество  $\text{SiO}_2$  варьирует от 50 до 56 мас.%. По сумме ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) они относятся к щелочному ряду, что подтверждается присутствием фельдшпатоидов (лейцита, нефелина). Кроме того, породы отличаются более высокими содержаниями  $\text{MgO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , Ba, Sr по сравнению с другими. На большинстве вариационных диаграмм (см. рис. 3) точки составов пород этой группы имеют явную отрицательную корреляцию с содержанием кремнезема ( $\text{MgO}-\text{CaO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{MnO}-\text{P}_2\text{O}_5-\text{SiO}_2$ ). Опираясь на значения коэффициента  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ , породы первой группы имеют калиевый уклон щелочности. В соответствии с номенклатурой, основанной на минеральном составе, они относятся к семейству фельдшпатоидных или щелочных сиенитов.

Во **вторую** группу включены средние породы калиево-натрового уклона. Содержание  $\text{SiO}_2$  в них меняется от 60 до 70 мас.%. По минеральному составу они варьируют от нефелин- до кварцсодержащих пород и принадлежат к семейству сиенитов. На вариационных диаграммах для большинства петрогенных элементов наблюдается корреляция: в основном положительная, так же как и для точек составов первой группы. Исключение составляет  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , содержание которого, напротив, убывает с увеличением кремнекислотности (см. рис. 3).

**Третья** группа, включающая эгириновые граниты и их пегматиты, явно отличается по содержанию большинства элементов, образуя независимый кластер на диаграммах (см. рис. 3). Однако породы сохраняют калиевый тип щелочности и геохимическое сходство, о котором подробнее речь пойдет ниже (см. рис. 3).

Содержание  $\text{MgO}$  для большинства образцов не превышает 1 мас. %, но в редких случаях достигает 4 мас. %. На диаграмме  $\text{MgO}-\text{Fe}_2\text{O}_3$  точки составов исследуемых пород укладываются в линейный тренд, что свидетельствует в пользу предположения о фракционной кристаллизации внутри каждой группы (см. рис. 3). Учитывая разброс содержания петрогенных элементов на вариационных диаграммах, особенно хорошо видно для составов пород из первой группы, можно предположить фракционирование породообразующих (плагиоклаз и пироксен), а также акцессорных (apatит) минералов. Породы с более высоким содержанием магния также характеризуются повышенным содержанием  $\text{TiO}_2$ .

Минеральный состав коррелирует с химическим: для пород с повышенным  $\text{P}_2\text{O}_5$  типичны высокие содержания апатита, а в породах с высоким  $\text{K}_2\text{O}$  наблюдается псевдолейцит.

Для геохимических исследований были отобраны породы, представляющие три разные, выделенные нами, группы. Содержания редких и редкоземельных элементов для представительных образцов представлены в табл. 1. Построение спектров распределения содержаний редких и редкоземельных элементов, нормированных на РМ, показало схожесть абсолютных значений, общей формы, направленно-сти графиков, положения аномалий.



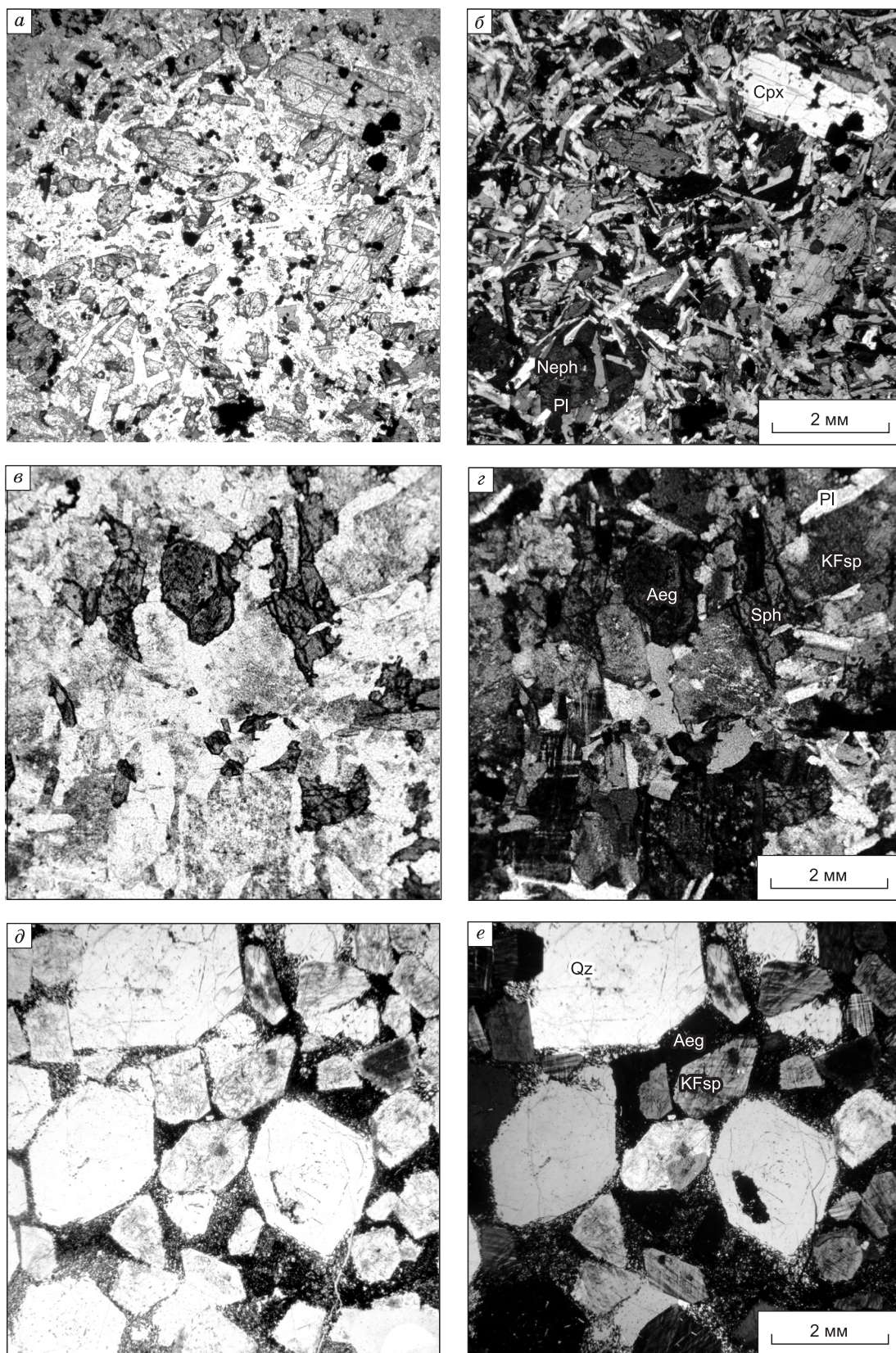


Рис. 2. Нефелиновый сиенит в проходящем свете (а) и скрещенных николях (б); щелочной сиенит в проходящем свете (в) и скрещенных николях (г); щелочные граниты в проходящем свете (д) и скрещенных николях (е).

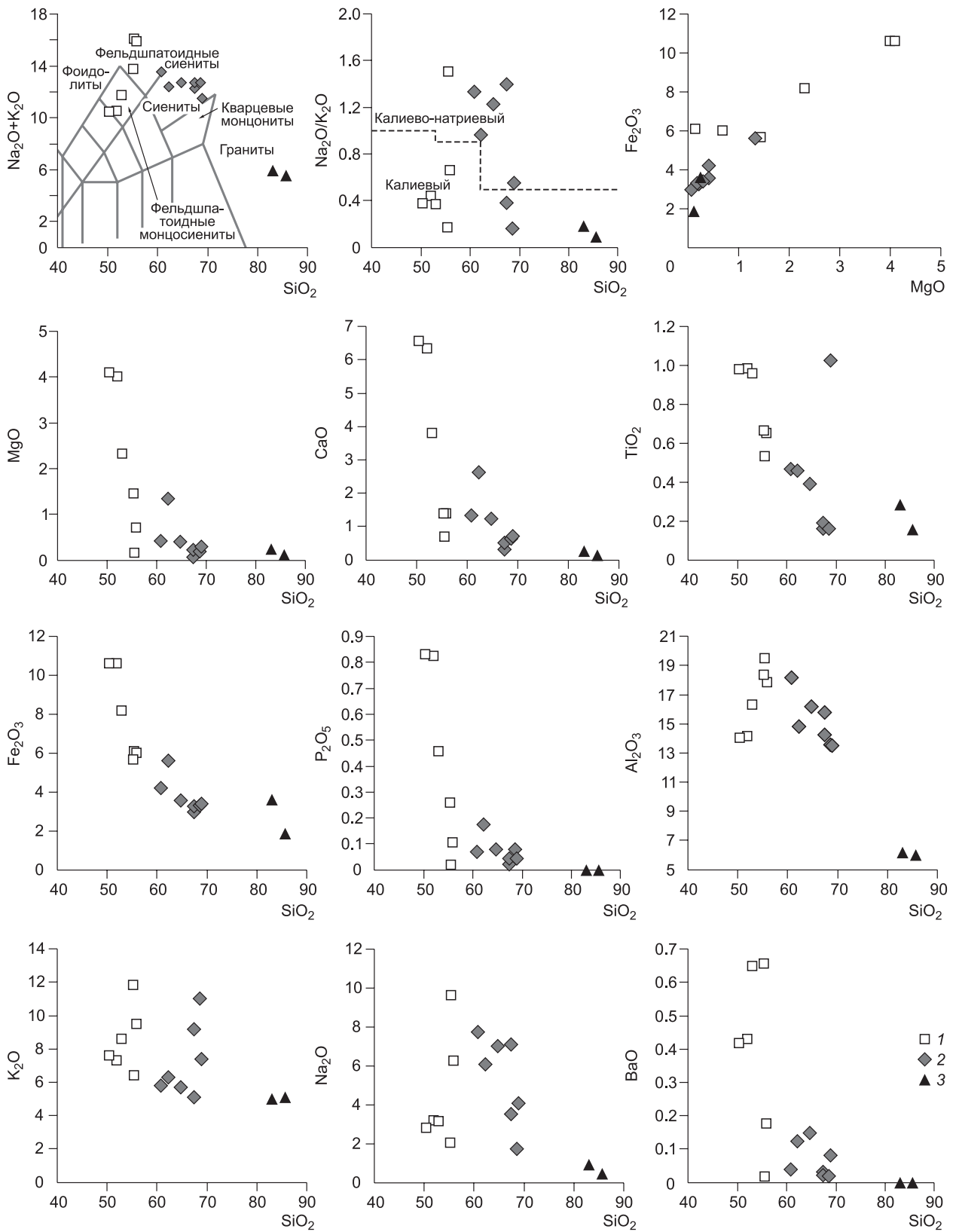
Срх — клинопироксен, Pl — плагиоклаз, Neph — нефелин, Sph — сфен, KFsp—К—Na — полевоы шпат, Aeg — эгирин, Qz — кварц.

Таблица 1. Содержания основных (мас.%) и рассеянных элементов (г/т) в породах Ыллымахского массива

Ком- по- нент	2136*	2140	2142	2154	2144	2146	2134	2148	2150	2152	2156	2160	2164	2166	2172
	Фельдшпатоидный сиенит						Щелочной сиенит						Щелочной гранит		
	Первая группа						Вторая группа						Третья группа		
SiO <sub>2</sub>	52.01	55.53	55.9	50.44	53.02	55.33	67.34	67.35	60.75	62.21	64.69	68.62	68.95	82.99	85.63
TiO <sub>2</sub>	0.98	0.53	0.65	0.98	0.96	0.67	0.16	0.19	0.47	0.46	0.39	0.16	1.03	0.29	0.16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.14	19.45	17.84	14.05	16.27	18.32	15.8	14.25	18.17	14.81	16.18	13.55	13.51	6.17	5.97
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.62	6.09	5.98	10.62	8.18	5.64	2.96	3.28	4.18	5.62	3.57	3.32	3.4	3.61	1.87
MnO	0.17	0.13	0.09	0.17	0.17	0.12	0.07	0.06	0.13	0.09	0.09	0.07	0.19	0.09	0.03
MgO	4.01	0.16	0.7	4.1	2.31	1.44	0.07	0.22	0.42	1.34	0.41	0.19	0.3	0.25	0.11
CaO	6.34	0.67	1.38	6.55	3.8	1.39	0.31	0.5	1.34	2.61	1.24	0.63	0.7	0.27	0.15
Na <sub>2</sub> O	3.18	9.61	6.26	2.8	3.13	2.01	7.12	3.52	7.74	6.07	7.01	1.72	4.07	0.92	0.46
K <sub>2</sub> O	7.29	6.4	9.47	7.57	8.58	11.8	5.11	9.17	5.8	6.31	5.72	11	7.41	5.01	5.08
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.82	0.02	0.1	0.83	0.45	0.26	0.02	0.04	0.07	0.18	0.08	0.08	0.04	0.01	0.01
BaO	0.43	0.02	0.17	0.42	0.65	0.66	0.03	0.02	0.04	0.12	0.15	0.02	0.08	0	0
SO <sub>3</sub>	0	0.12	0.22	0	0.11	0.1	0.04	0	0.33	0.07	0.05	0	0	0	0
П.п.п.	0.22	0.52	0.5	0.93	1.7	1.56	0.23	1.55	0.57	0.16	0.05	0.24	0.11	0.11	0.1
Сумма	100.3	99.31	99.35	99.54	99.41	99.36	99.31	100.27	100.08	100.12	99.7	99.75	99.85	99.87	99.67
Ti	—	—	—	—	—	—	—	—	2649.3	2589.4	2128.4	847.9	5962.8	1532.3	851.1
V	224.3	100.6	193.7	224.6	216.9	94.9	74.6	392.3	125.3	175.4	139.4	576.3	168.9	951.5	450.8
Cr	42.4	14.5	13.8	43.5	17.5	11.1	8.6	20.3	10.2	43.8	10.3	31.0	25.3	45.7	30.2
Mn	—	—	—	—	—	—	—	—	1033.2	693.6	642.1	544.5	1521.8	752.7	257.5
Co	27.8	2.8	5.2	25.3	17.3	9.6	1.2	1.6	3.1	5.8	3.0	2.2	3.3	3.0	1.2
Ni	23.3	4.7	5.3	18.8	5.5	7.7	28.6	8.6	0.0	8.7	3.2	4.5	4.5	5.8	3.3
Cu	109.7	21.8	37.0	98.8	38.0	23.7	15.9	17.3	51.2	121.8	20.8	65.0	136.6	39.2	30.6
Zn	96.1	92.0	51.2	40.7	126.5	108.5	68.0	36.3	38.9	11.1	21.8	17.4	43.9	22.1	15.1
Rb	151.6	249.6	125.6	137.5	163.1	254.0	129.8	152.7	163.6	132.2	106.6	140.1	107.2	53.6	55.9
Sr	1930.3	1122.5	1880.7	1874.8	2632.7	1555.8	66.3	117.4	822.6	348.3	719.4	85.6	337.3	14.4	6.6
Y	20.8	206.8	8.5	20.8	23.1	13.7	8.1	3.1	19.9	17.0	8.2	5.6	34.3	2.7	1.4
Zr	140.5	361.8	187.7	125.0	310.6	231.3	183.1	116.5	334.2	258.3	172.0	319.9	744.7	111.0	76.1
Nb	6.9	18.6	7.4	5.6	13.2	11.6	12.1	4.9	11.4	9.2	10.6	7.4	53.7	2.0	1.4
Mo	2.2	0.8	1.1	1.9	0.6	0.6	1.1	0.8	0.8	1.6	2.9	1.1	2.7	1.2	1.2
Cs	2.7	2.8	1.2	1.4	4.2	5.1	1.2	0.4	2.0	0.4	1.0	0.3	0.2	0.2	0.2
Ba	3607.9	155.7	1443.8	3484.8	5125.3	5269.2	265.7	164.4	325.0	1060.8	1198.1	187.7	671.0	21.6	15.6
La	39.2	402.6	25.0	39.6	43.0	25.9	22.9	12.7	58.9	26.4	24.7	9.9	68.5	8.7	4.9
Ce	74.0	695.8	42.7	74.0	70.8	43.6	30.8	16.7	78.3	50.1	39.4	16.8	156.8	6.8	5.8
Pr	9.5	73.9	5.1	10.1	8.2	5.1	2.6	1.3	8.0	6.2	3.8	1.5	10.2	0.9	0.5
Nd	38.7	243.5	18.6	38.0	31.1	19.3	6.9	3.6	23.6	21.1	11.7	4.8	27.9	2.6	1.3
Sm	7.7	43.6	3.1	7.3	5.4	3.6	1.1	0.5	4.2	4.0	1.9	0.7	4.7	0.3	0.2
Eu	2.1	13.6	0.9	1.9	1.5	1.0	0.4	0.1	1.2	1.3	0.6	0.2	1.5	0.1	0.1
Gd	6.7	42.0	2.6	7.4	5.0	3.2	1.0	0.5	4.3	4.5	2.3	0.9	5.5	0.5	0.2
Tb	0.9	7.0	0.4	0.9	0.8	0.5	0.2	0.1	0.6	0.6	0.3	0.1	0.8	0.1	0.0
Dy	4.9	43.2	2.0	4.7	4.8	3.0	1.2	0.4	3.5	3.4	1.7	0.8	5.4	0.3	0.2
Ho	0.9	9.1	0.4	0.9	1.0	0.6	0.3	0.1	0.8	0.7	0.3	0.2	1.3	0.1	0.0
Er	2.5	25.8	1.2	2.4	2.8	1.9	1.0	0.4	2.5	2.1	1.0	0.7	4.3	0.3	0.2
Tm	0.4	3.7	0.2	0.4	0.5	0.3	0.2	0.1	0.4	0.4	0.2	0.2	0.8	0.1	0.0
Yb	2.3	20.0	1.2	2.1	2.8	1.8	1.6	0.7	2.9	2.4	1.4	1.1	6.0	0.5	0.3
Lu	0.4	2.8	0.2	0.3	0.4	0.3	0.3	0.1	0.5	0.3	0.2	0.2	0.9	0.1	0.1
Hf	4.0	12.2	5.9	4.5	7.9	5.5	5.5	4.4	12.3	9.3	6.1	10.1	28.8	4.5	3.5
Ta	0.4	0.6	0.6	0.5	0.5	0.5	0.4	0.2	0.6	0.4	0.5	0.3	2.0	0.1	0.1
Pb	24.4	70.1	52.5	23.0	62.2	18.9	113.7	57.8	72.2	13.0	97.7	93.7	705.1	1011.4	564.2
Th	5.3	54.0	4.2	4.0	14.0	6.9	12.8	6.4	28.1	10.3	12.7	6.2	95.7	60.7	88.3
U	1.6	12.1	1.6	1.2	3.2	2.4	4.1	2.5	12.9	4.6	3.2	5.1	18.8	5.6	7.4

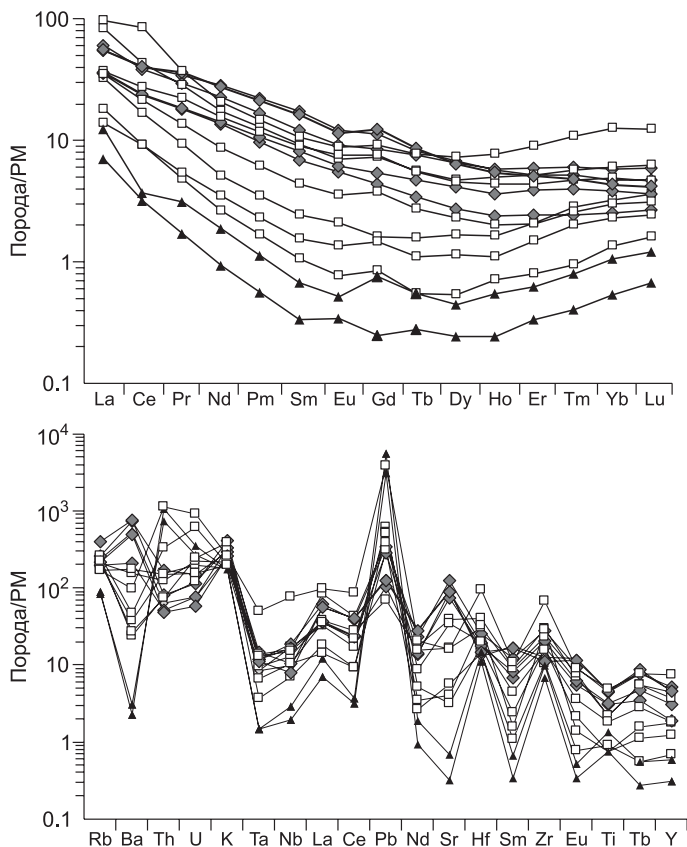
\*Номер образца.





**Рис. 3. Петрохимическая и геохимическая характеристики пород Ыллымахского массива.**

Содержания породообразующих элементов приведены в мас. %. 1 — породы первой группы (фельдшпатоидные сиениты); 2 — породы второй группы (щелочные сиениты); 3 — породы третьей группы (эгириновые граниты).

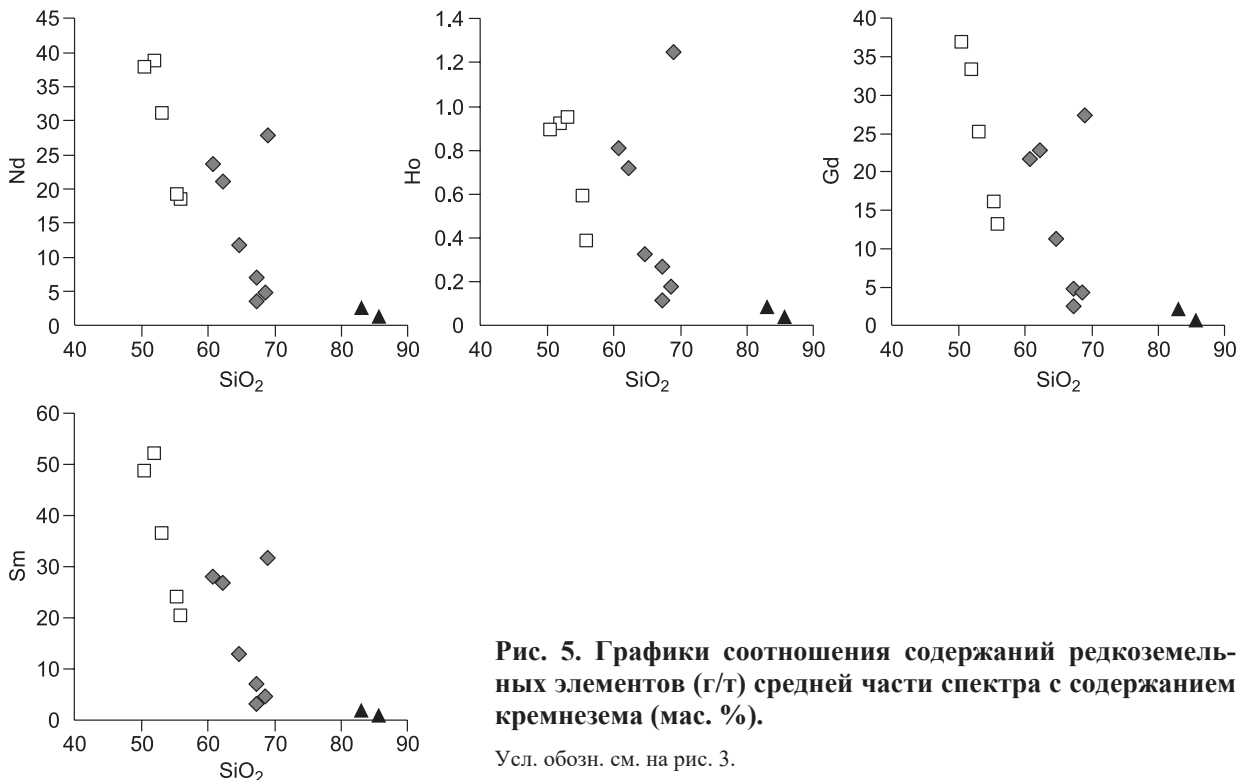


**Рис. 4.** Графики распределения содержания редких и редкоземельных элементов, нормированных на РМ по [McDonough, Sun, 1995], в породах БЛлымахского массива.

Усл. обозн. см. на рис. 3.

Нормированные на РМ содержания редких элементов в породах первой группы широко варьируют, для отдельных элементов отличаясь на порядок, сохраняя при этом форму графика. Мультиэлементные спектры для пород второй группы, напротив, очень близки, почти полностью повторяя друг друга в узком диапазоне значений. Самыми низкими содержаниями редких элементов (рис. 4), за исключением Th, U, Pb, обладают щелочные граниты. Также на рис. 4 отчетливо видна комплементарность спектров гранитов и сиенитов второй группы (по элементам, как Ba, Th, Sr, Ti, аномалии имеют противоположные знаки). Другие аномалии — положительные по Zr, Hf, Pb и отрицательные по Ta, Nb — наблюдаются во всех выделенных группах.

Графики всех пород имеют близкие значения по Rb, K, Hf, Zr, Ti. Минимум по Ba для гранитов и пород второй группы (щелочные и фельдшпатоидные сиениты), в отличие от максимума на графиках пород первой группы (сиенитов), напрямую связаны с количеством щелочного полевого шпата.



**Рис. 5.** Графики соотношения содержания редкоземельных элементов (г/г) средней части спектра с содержанием кремнезема (мас. %).

Усл. обозн. см. на рис. 3.

Графики распределения редкоземельных элементов, нормированных к примитивной мантии, близки по абсолютным значениям в области легких и тяжелых РЗЭ и различаются по количеству средних РЗЭ. Конфигурация кривых для гранитов и полевошпатовых сиенитов характеризуется сравнительно пологим наклоном и U-образной формой. Подобная форма может быть вызвана обогащением тяжелыми или деплетированием в области средних редких земель. По данным предыдущих исследователей, графики содержаний РЗЭ в оливиновых шонкинитах, предполагаемых наиболее ранних пород Ыллымахского массива, находятся в пределах поля составов исследуемых образцов, но имеют сравнительно ровную форму с пологим наклоном. Однако стоит отметить, что содержания лантаноидов из средней части спектра определенно коррелируют с содержанием кремнезема (рис. 5). Спектры распределения РЗЭ для щелочных и фельдшпатоидных сиенитов имеют ровную, пологую форму с отрицательным наклоном (La/Yb~12).

Для редкоземельных спектров прослеживаются те же тенденции, что и для мультиэлементных: узкий внутригрупповой диапазон значений для гранитов и группы фельдшпатоидных и щелочных сиенитов, между которыми располагаются графики распределения элементов для полевошпатовых сиенитов. Следует отметить, что спектры внутри каждой группы субпараллельны друг другу, что особенно хорошо видно для полевошпатовых сиенитов. В области Eu-Gd у спектров для всех пород видна небольшая нестабильность в сторону уменьшения Eu и увеличения Gd.

### РЕЗУЛЬТАТЫ Ar-Ar ДАТИРОВАНИЯ

Для геохронологических исследований были отобраны основные разновидности пород, представленные на Ыллымахском массиве.

Был проведен Ar-Ar изотопный анализ флогопита из нефелинового сиенита (обр. 2136). Полученный возрастной спектр минерала состоит из семи ступеней (рис. 6, табл. 2). Пять последних ступеней отвечают критериям, предъявляемым к возрастному плато. Не менее трех последовательных возрастных ступеней укладывается в интервал ошибок  $\pm 3\sigma$  и составляет не менее 70 % от выделенного  $^{39}\text{Ar}$  в ходе измерений [Fleck et al., 1977]. Ca/K спектр образца характеризуется низким Ca/K отношением, лежащим в диапазоне 0.05—0.10. Количество выделенного  $^{39}\text{Ar}$ , входящего в возрастное плато, составляет 90 %. Средневзвешенный возраст образования минерала по возрастному плато равен  $140 \pm 1.9$  млн лет. Это значение можно принять за время закрытия Ar-Ar изотопной системы во флогопите и, следовательно, рассматривать как возраст кристаллизации нефелиновых сиенитов.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  спектр полевого шпата из сиенита (обр. 2148) состоит из восьми ступеней (см. рис. 6). Четыре ступени удовлетворяют критерию возрастного плато и определяют средневзвешенный возраст исследуемого образца  $131 \pm 2.4$  млн лет (см. табл. 2). Количество выделенного  $^{39}\text{Ar}$  соответствует 80 % от общего объема  $^{39}\text{Ar}$ . Ca/K спектр рассматриваемого образца демонстрирует довольно однородное отношение Ca/K (0.05—0.10) для выбранных в качестве возрастного плато ступеней. Таким образом, полученный возраст  $131 \pm 2.4$  млн лет соответствует возрасту закрытия  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  изотопной системы в полевом шпате и отвечает времени становления сиенитов.

Были проведены Ar-Ar изотопные исследования полевого шпата трахита (обр. 2156), который демонстрирует возрастной спектр, состоящий из семи ступеней (см. рис. 6). При этом выделяется надежное плато из пяти ступеней, средневзвешенный возраст по которому составляет  $130 \pm 1.9$  млн лет (см. рис. 6). Ca/K спектр рассматриваемого образца показывает однородно-низкие Ca/K отношения по ступеням, исключая первую. Ступени, формирующие псевдоплато, включают в себя более 90 % выделенного  $^{39}\text{Ar}$ , поэтому полученная оценка возраста полевого шпата может быть принята за время его формирования.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  возрастной спектр полевого шпата эгиринового гранита (обр. 2166) состоит из восьми ступеней (см. рис. 6, табл. 2). Выделение возрастного плато затруднительно. Три высокотемпературные ступени включают только 60 % выделенного  $^{39}\text{Ar}$ , при требовании в 70 % [Fleck et al., 1977]. Ступенчатая низко- и среднетемпературная часть спектра (см. рис. 6), вероятно, связана с неоднородностью образца и невысокой устойчивостью K-Ar изотопной системы в полевых шпатах (температура закрытия 125—350 °C). Высокотемпературные ступени, в свою очередь, демонстрируют однородные изотопные характеристики, совпадающие с учетом ошибки. Таким образом, средневзвешенный возраст образования минерала равен  $125 \pm 1.9$  млн лет и может быть принят за время формирования породы. Ca/K спектр подтверждает однородность отношения для выбранных в качестве возрастного плато ступеней (рис. 6). Однако стоит отметить низкие содержания Ca в породе в целом (см. табл. 1) и, как следствие, низкий сигнал  $^{37}\text{Ar}$  (см. табл. 2), что затрудняет исследования однородности образца.

### ИЗОТОПНАЯ (O, Sr-Nd) ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

**Изотопный состав кислорода.** Значения изотопного состава кислорода в минералах из пород Ыллымахского массива приведены в табл. 3.  $\delta^{18}\text{O}$  в полевых шпатах из нефелиновых сиенитов попада-



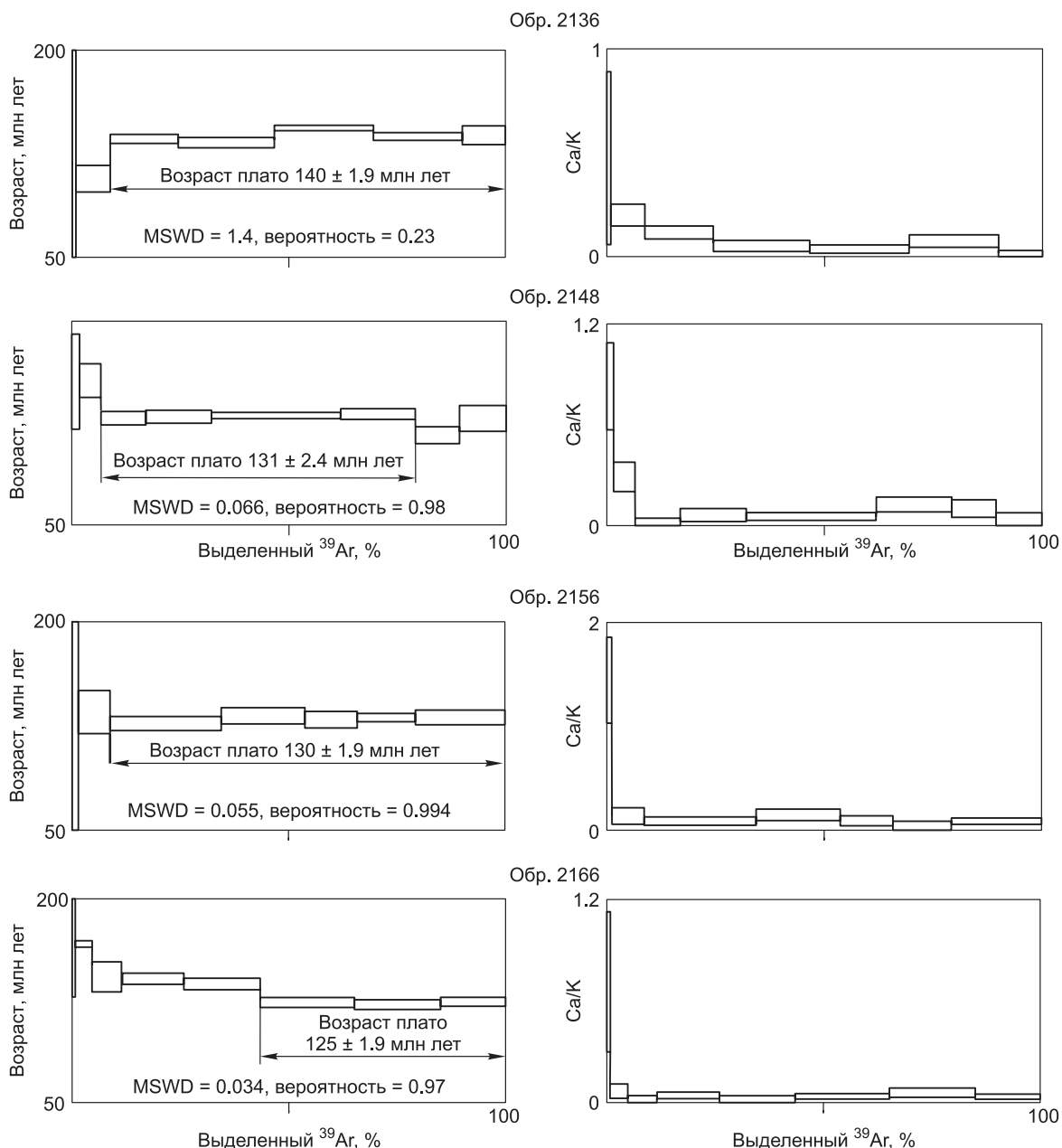
Таблица 2. Результаты  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирования пород Ыллымахского массива

$T, ^\circ\text{C}$	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm$	Возраст, млн лет	$\pm$	Накопленный $^{39}\text{Ar}, \%$
<b>Обр. 2136, флогопит</b> ( $J = 0.003577 \pm 0.000034$ , интегральный возраст $135.3 \pm 2.1$ млн лет)											
500	65.3	3.1	0.09	0.07	0.1	0.1	0.15	0.05	122.3	84.6	0.8
650	30.3	0.2	0.031	0.005	0.06	0.01	0.044	0.005	107.5	9.6	8.7
750	27.89	0.07	0.018	0.002	0.032	0.009	0.020	0.002	136.0	4.5	24.5
850	25.49	0.05	0.019	0.001	0.013	0.006	0.014	0.002	132.0	3.6	46.7
940	25.87	0.02	0.021	0.002	0.008	0.005	0.009	0.001	144.1	1.9	69.5
1030	28.18	0.04	0.028	0.002	0.020	0.008	0.020	0.001	138.2	2.8	90.1
1130	30.8	0.1	0.021	0.003	0.003	0.003	0.029	0.005	138.9	8.3	100.0
<b>Обр. 2156, ПШ</b> ( $J = 0.003571 \pm 0.000033$ , интегральный возраст $130.1 \pm 3.4$ млн лет)											
500	136.9	9.7	0.15	0.08	0.4	0.1	0.42	0.08	83.4	128.2	1.2
610	44.7	0.4	0.039	0.009	0.03	0.01	0.077	0.009	135.4	15.6	8.6
720	33.0	0.1	0.023	0.002	0.010	0.003	0.042	0.003	127.8	5.9	34.4
820	28.9	0.1	0.018	0.004	0.034	0.008	0.026	0.004	131.3	7.2	53.8
920	30.3	0.1	0.024	0.003	0.02	0.02	0.032	0.004	129.8	7.2	65.8
1030	28.25	0.02	0.022	0.004	0.007	0.006	0.025	0.001	130.0	1.9	79.3
1140	27.5	0.1	0.0198	0.0005	0.013	0.006	0.020	0.004	133.0	6.7	100.0
<b>Обр. 2148, ПШ</b> ( $J = 0.003818 \pm 0.000038$ , интегральный возраст $131.4 \pm 2.3$ млн лет)											
500	84.2	1.6	0.11	0.02	0.23	0.07	0.21	0.02	155.7	34.9	1.5
600	38.8	0.3	0.031	0.004	0.08	0.02	0.051	0.007	156.7	12.3	6.4
700	23.74	0.06	0.023	0.003	0.006	0.006	0.014	0.003	129.6	5.3	16.8
800	22.67	0.06	0.018	0.002	0.016	0.008	0.010	0.002	130.1	4.8	32.0
900	21.05	0.02	0.018	0.001	0.007	0.004	0.004	0.001	131.1	2.4	61.8
975	21.59	0.06	0.007	0.003	0.03	0.01	0.005	0.003	133.7	5.5	79.1
1050	22.38	0.07	0.020	0.004	0.03	0.02	0.015	0.003	119.5	5.9	89.3
1130	22.6	0.1	0.018	0.001	0.007	0.006	0.011	0.005	128.9	9.5	100.0
<b>Обр. 2166, ПШ</b> ( $J = 0.004632 \pm 0.000056$ , интегральный возраст $132.4 \pm 1.8$ млн лет)											
500	129.8	4.6	0.13	0.05	0.2	0.1	0.35	0.04	0.5	206.5	78.6
600	33.42	0.02	0.014	0.004	0.02	0.01	0.0424	0.0005	4.7	166.6	2.2
700	24.85	0.09	0.022	0.003	0.001	0.001	0.024	0.004	11.4	142.3	8.7
800	21.05	0.02	0.016	0.002	0.010	0.004	0.0126	0.0007	25.9	139.3	2.3
880	19.85	0.02	0.021	0.001	0.005	0.002	0.0099	0.0006	43.4	136.2	2.1
960	19.78	0.02	0.0196	0.0007	0.005	0.003	0.0144	0.0008	65.1	125.4	2.4
1040	20.16	0.02	0.0201	0.0007	0.009	0.003	0.0161	0.0007	85.0	124.4	2.2
1130	20.63	0.02	0.0176	0.0008	0.006	0.001	0.0173	0.0005	100.0	125.2	1.9

Примечание. Ошибки указаны с интервалом  $\pm 2\sigma$ .

ют в узкий интервал (7.1—8.4 %). Флогопит из нефелиновых сиенитов (обр. 2136) демонстрирует более легкий изотопный состав 6.1 %. Обращает на себя внимание аномально легкий состав кислорода в пироксене этого образца (3.2 %). Вероятнее всего, исходные изотопные метки были потеряны вследствие вторичных изменений, наложенных на пироксен. Амфибол из сиенита (обр. 2156) показывает низкие содержания тяжелого кислорода (5.8 %) по сравнению с таковыми в полевом шпате (7.1 %), что соответствует способности концентрировать  $^{18}\text{O}$  различными минералами [Epstein, Taylor, 1967; Chacko et al., 2001]. В целом полученные  $^{18}\text{O}$  исследуемых минералов ложатся в интервал значений, характерный для магматических пород (4.5—7.0 % [Hoefs, 2009]).

**Изотопный состав Sr и Nd.** Значения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  приведены в табл. 4 и на рис. 7. В соответствии с полученными геохронологическими данными начальные значения Sr и Nd пересчитаны на возраст 130 млн лет для обр. 2140 и 2146, 140 млн лет для обр. 2134 и 125 млн лет для обр. 2166. Ще-



**Рис. 6. Результаты  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирования мономинеральных фракций флогопита из нефелиновых сиенитов (обр. 2136), полевых шпатов из щелочных сиенитов (образцы 2148, 2156) и полевого шпата из щелочного гранита (обр. 2166) Ыллымахского массива.**

Ошибка указана с интервалом  $\pm 2\sigma$ .

лочные сиениты имеют отрицательные величины  $\epsilon_{\text{Nd}}$ , которые попадают в узкий интервал от  $-13.07$  до  $-14.09$ . Возраст источника сиенитов  $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 1.7\text{--}2.0$  млрд лет. Граниты характеризуются аналогичным значением  $\epsilon_{\text{Nd}} = -13.06$ , но отличаются модельным возрастом  $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 1.4$  млрд лет. С другой стороны, оценки Nd модельного возраста, рассчитанные по двухстадийной модели  $T(\text{DM})\text{-}2$  для всех разновидностей изучаемых пород находятся в интервале  $2.0\text{--}2.1$  млрд лет.

Образцы 2134, 2140 и 2146 показывают близкие исходные значения  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ , что может свидетельствовать о гомогенности источника пород. Щелочные граниты (обр. 2166) обнаруживают значительное обогащение радиогенной компонентой, первичное отношение  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$  повышается до 0.710 против 0.705 для остальных образцов. Подобное обогащение можно было бы связать с процессом вторичного изменения породы (высокая подвижность стронция), но этот факт не подтверждается петрогра-

Таблица 3. Изотопный состав кислорода пород Ыллымахского массива

Порода	Образец	Минерал	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ , ‰
Фельдшпатоидный сиенит	2136	Полевой шпат	7.8
		Флогопит	6.1
		Пироксен	3.2
Щелочной сиенит	2148	Полевой шпат	8.4
»	2156	Полевой шпат	7.1
		Амфибол	5.8
		Матрица	8.9

Таблица 4. Изотопный состав Nd и Sr пород Ыллымахского массива

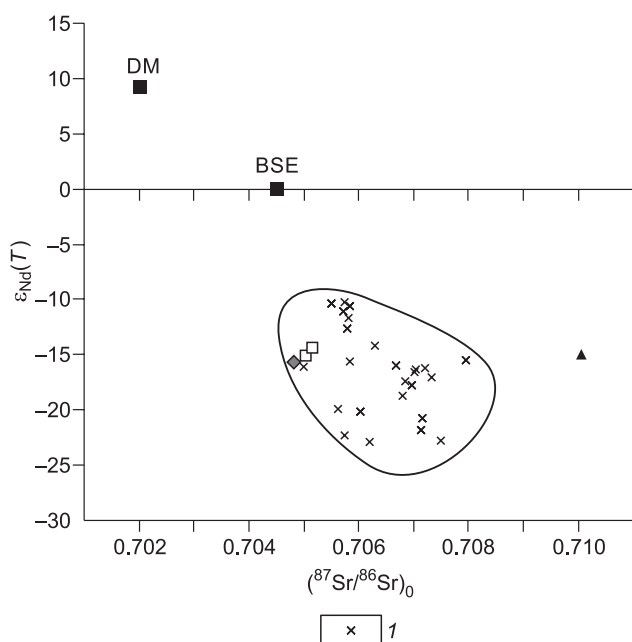
Образец	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}T$	$T(\text{DM})$	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$
	г/г						г/г				
2140	39.41	216.78	0.109892	0.51186	-13.63	1892	306	1122	0.78906	0.70653	0.70507
2166	0.30	2.31	0.079339	0.511869	-13.14	1453	60.5	15.5	11.31932	0.73016	0.71005
2146	3.23	16.41	0.119184	0.511897	-13.08	2018	277	1540	0.5194	0.70613	0.70517
2134	0.98	6.17	0.096338	0.511831	-14.09	1712	127	64.9	5.68636	0.71614	0.70482

фическими исследованиями. Можно предположить, что происходила контаминация источника веществом, обогащенным радиогенным стронцием.

На диаграмме  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 - \epsilon_{\text{Nd}}T$  породы Ыллымахского массива (см. рис. 7), за исключением щелочных гранитов, попадают в область значений, типичных для высококалийевых пород Алданского щита: Центрально-Алданского района (массивы Томмотский, Рябиновый, Якутский, Заметный, Инагли), Верхнеамгинской площади и Мурунского массива. Стоит отметить, что значения располагаются в верхней части области, характеризующейся наиболее высокими значениями  $\epsilon_{\text{Nd}}$  и относительно низкими  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$  (см. рис. 7).

### ОБСУЖДЕНИЕ

**Механизм образования.** Полученные петрографические, петролого-геохимические и геохронологические данные позволяют утверждать, что массив образован несколькими независимыми импульсами внедрения. Спектр пород первых двух групп (фельдшпатоидных и щелочных сиенитов и полевошпатовых сиенитов), судя по вариационным диаграммам, был образован путем фракционирования.



Фракционирующими фазами были как породообразующие (пироксен, плагиоклаз), дающие тренды в координатах  $\text{CaO}-\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2$  и  $\text{MgO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ , так и акцессорные (апатит,  $\text{P}_2\text{O}_5-\text{SiO}_2$ ) минералы. При этом источники вещества каждого импульса имеют схожие геохимические параметры. Породы одинаковы по уклону щелочности: калиевому и калиево-натриевому. На вариационных диаграммах они образуют независимые кластеры только по содержаниям кремнезема и, частично, по содержанию железа. Форма геохи-

Рис. 7. Положение исследуемых пород Ыллымахского массива на диаграмме  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 - \epsilon_{\text{Nd}}(T)$  по сравнению с высококалийевыми породами Центрально-Алданского и Верхнеамгинского ареалов магматизма (1) [Bogatikov et al., 1994; Mitchell et al., 1994; Davies et al., 2006].

Остальные усл. обозн. см. на рис. 3. DM—деплецированная мантия, BSE — валовой состав Земли.



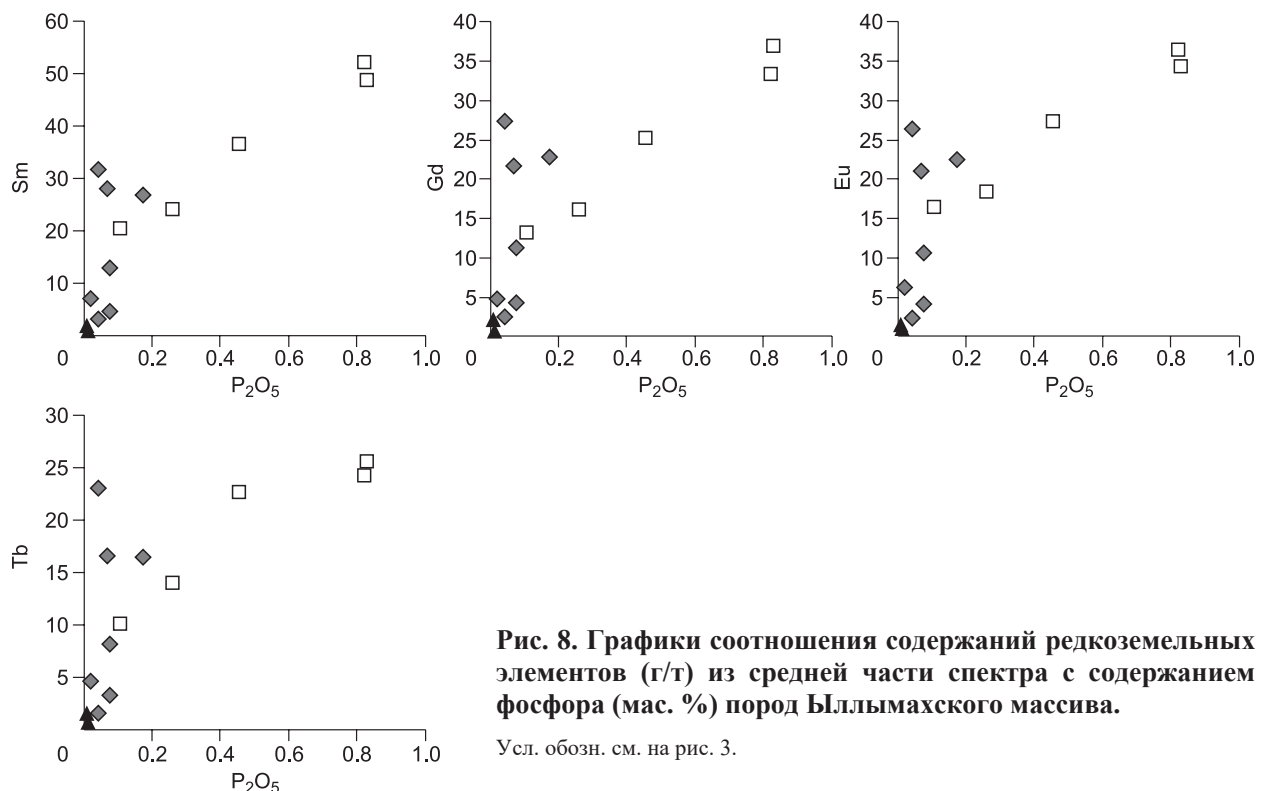
мических спектров гранитов, совпадающая по форме и абсолютным значениям со спектрами более меланократовых пород, близкие содержания К, Ti подтверждают схожесть источников расплавов, из которых кристаллизуются фельдшпатоидные и полевошпатовые сиениты и граниты. Дополнительным доказательством могут схожие значения  $\epsilon_{Nd}$  для всех групп пород.

Помимо сходства, указывающего на сингенетичность мантийного источника, отмечены различия подчеркивающие независимость магматических импульсов. Основные различия, заключаются в разнонаправленности петрохимических трендов (например, для  $Al_2O_3$ ), в поведении отдельных рассеянных элементов (Ba, Th, U, Sr), существенном отличии  $^{87}Sr/^{86}Sr$  отношения в гранитах и сиенитах. Полученные геохронологические характеристики также подтверждают вариант импульсных внедрений и влияние корового контаминанта на порообразующий расплав.

Основываясь на полученные данные, а также используя опыт предыдущих исследователей щелочных пород Центрального Алдана, можно предположить, что смешение в коровых условиях ответственно за возникновение спектра пород с описанными вещественными характеристиками и объясняет их генетическую связь. Именно смешение дает описанное выше смещение спектров редкоземельных элементов. При этом ассимиляция должна происходить материалом, не несущим существенного изменения в изотопном составе Nd, а лишь сдвигая редкоземельные спектры параллельно друг другу. Одним из подходящих вариантов в качестве ассимилянта могут быть высококремнистые породы, возможно, даже кварциты. Последние широко распространены в исследуемом регионе. Согласно существующей геологической литературе [Объяснительная записка..., 2016], кварциты входят в состав васьковской свиты верхнеалданской серии архейского возраста. Возможное возражение относительно температуры плавления сравнительно чистых кварцитов (в обычных условиях она превышает 1000 °C) может быть снято тем, что происходило бы не плавление, а растворение кварцевых пород в недосыщенном кремнеземом щелочном расплаве. В пользу механизма смешения свидетельствуют явные отрицательные корреляции (см. рис. 5) редкоземельных элементов с кремнеземом.

С другой стороны, графики РЗЭ пород разных групп отличаются по форме — ровные для фельдшпатоидных и щелочных сиенитов и U-образные для полевошпатовых сиенитов и гранитов. И смешение с кварцитами не изменило бы вид графиков ввиду того, что кварц не накапливает редкие элементы.

Эти детали заставляют предположить «разбавление» порообразующего расплава порциями другого расплава, имеющего источник с теми же геохимическими характеристиками и апатитом в релите, поскольку апатит имеет самые высокие коэффициенты распределения минерал/расплав для средних лантаноидов (Sm, Eu, Gd, Tb), согласно базе (<https://earthref.org/KDD/>). При повторной реактивации, с частичным плавлением источника в невысокой степени, апатит остается в твердом состоянии, а комп-



**Рис. 8. Графики соотношения содержаний редкоземельных элементов (г/т) из средней части спектра с содержанием фосфора (мас. %) пород Ыллымахского массива.**

Усл. обозн. см. на рис. 3.

лементарный ему расплав будет обеднен входящими в него компонентами. Таким образом, может быть получен спектр РЗЭ U-образной формы при схожих значениях  $\epsilon_{Nd}$ . Подтверждает этот вариант прямая корреляция РЗЭ (Sm, Eu, Gd, Tb) с содержанием  $P_2O_5$  в исследуемых породах (рис. 8).

Резюмируя изложенные выше доводы, можно полагать, что формирование спектра пород происходило путем реактивации геохимически схожих источников или одного источника, образованного разными степенями плавления с добавлением корового материала.

### Характеристика источника

Полученные нами изотопные данные свидетельствуют, что образование пород происходило из источника с отрицательными  $\epsilon_{Nd}$  (около  $-15$ ) и повышенным  $^{87}Sr/^{86}Sr$  отношением ( $\sim 0.705$ ). Предыдущие исследователи [Bogatikov et al., 1994; Mitchell et al., 1994; Кононова и др., 1995] такие изотопно-аномальные характеристики высококальциевых пород Алданского щита связывают с участием древнего субдуцированного вещества в источнике пород. Этим, помимо низких значений  $\epsilon_{Nd}$ , могут объясняться высокие содержания К, положительные аномалии по Pb, Nb-Ta минимум. Однако следует принять во внимание обилие архейских пород с подобными изотопными характеристиками. Согласно [Объяснительная записка..., 2001], среди архейских пород выделяют две свиты: верхнеалданскую и федоровскую, сложенные метаморфическими породами. Петрохимические реконструкции позволяют предположить, что протолитом этих пород были толеитовые и известково-щелочные базальты соответственно. При этом они обладают характерными значениями  $\epsilon_{Nd}$  ( $-33.7$  для верхнеалданской и  $-16.8$  для федоровской). Наиболее вероятно, что уже в архейское время под Алданским щитом существовал обогащенный мантийный источник [Арискин и др., 2015; Doroshkievich et al., 2018]. Его реактивация в мезозойское время могла стать причиной появления щелочных пород.

### Время формирования массива и его геологическое положение

Для понимания геологического положения Ыллымахского массива в комплексе мезозойских пород Алданской провинции мы сравнили полученные геохронологические данные по нему с данными других объектов.

Типовым объектом в пределах Центрально-Алданского района является массив Рябиновый [Костюк и др., 1990; Максимов, 2003]. На основе геологических наблюдений и радиологических определений на Рябиновом массиве выделены разновозрастные группы щелочных и субщелочных пород, соответствующие четырем этапам формирования интрузии:  $T_3—J_1$ ,  $J_1—J_2$ ,  $J_3—K_1$ ,  $K_1—K_2$ . Радиологический возраст серицит-микроклиновых метасоматитов в пределах рудного поля Рябиновое по данным K-Ar метода составляет 134–120 млн лет [Угрюмов, Дворник, 1985; Дворник, 2009]. Современные данные Ar-Ar датирования [Vorisenko et al., 2011] показали, что основная часть щелочных пород (силлы, штоки, кольцевые интрузии, вулканические серии) сформировалась в интервале 160–135 млн лет, в то время как развитие дайкового комплекса (минетт, ортофинов, сиенитов-порфинов, интрузии щелочных пикритов, шонкинитов и связанных с ними пород) происходило на поздних стадиях в интервале 135–120 млн лет. Данные U-Pb и Rb-Sr датирования подтверждают обозначенные выше интервалы [Шатов и др., 2012]. Возраст формирования пород массива Рябиновый находится в диапазоне 120–147 млн лет, причем этот интервал одинаков как для алданского плутонического комплекса, так и для тобукского гипабиссального.

Формирование щелочного обрамления массива Инагли также происходило в несколько этапов [Пономарчук, 2019]: 1) кристаллизация оторочки дунитового ядра (клинопироксенитов) датируется возрастом  $142.4 \pm 2$  млн лет; 2) образование дифференцированного щелочного кольца массива происходило в интервале 133–128 млн лет: возраст кристаллизации меланократовых сиенитов составляет  $133.2 \pm 2.2$  млн лет, монзонит-порфинов —  $130.8 \pm 2$  млн лет, что также подтверждается U-Pb датировками [Ибрагимова и др., 2015], лейкократовых сиенитов — не менее  $128.2 \pm 4.4$  млн лет, шонкинитов —  $128.4 \pm 1.5$  млн лет.

Таким образом, полученный интервал образования Ыллымахского массива 140–125 млн лет, совпадает со временем формирования Рябинового массива и кольцевого обрамления массива Инагли и согласуется с моделью глобальной активации этого участка литосферы в нижнемеловое время.

### ВЫВОДЫ

1. В результате проведенных исследований были выделены три группы пород, характеризующиеся различными минералого-петрографическими особенностями: 1) фельдшпатоидные и щелочные сиениты; 2) сиениты от нефелин- до кварцсодержащих; 3) эгириновые щелочно-полевошпатовые граниты.
2. Анализ петро- и геохимических диаграмм показал возможность формирования спектра пород двух групп (фельдшпатоидных сиенитов и щелочных сиенитов) путем фракционирования расплава по

мере кристаллизации. Фракционирующими фазами были как породообразующие (пироксен, плагиоклаз), дающие тренды в координатах  $\text{CaO—Na}_2\text{O—SiO}_2$  и  $\text{MgO—Fe}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2$ , так и акцессорные (апатит,  $\text{P}_2\text{O}_5\text{—SiO}_2$ ) минералы.

3. Установлена следующая последовательность формирования разнообразия исследуемых пород — фельдшпатоидные сиениты — щелочные сиениты (первой группы) — щелочные сиениты — щелочные граниты. Выделены три эпизода внедрения магм — 140, 130 и 125 млн лет. В каждый из эпизодов формировались более кислые породы, имеющие специфические петролого-геохимические особенности, с одной стороны, но вместе с тем обладающие схожими характеристиками, с другой.

4. Изотопный состав кислорода показал преобладание мантийного материала в источнике. Nd и Sr изотопные данные показывают, что породы Ыллымахского массива формировались из обогащенного источника. Резко отрицательные значения  $\epsilon_{\text{Nd}}$  исследуемых пород вписываются в общую картину региона — подобные характеристики определены и для других близких по возрасту объектов (Инагли, Рябиновый и др.).

5. Все приведенные результаты позволяют предположить, что образование спектра пород происходило путем реактивации геохимически схожих источников или одного источника, сформированного разными степенями плавления в процессе эволюции системы.

Работа выполнена в рамках государственного задания по проекту и при поддержке грантов Минобрнауки РФ (№ 5.2324.2017/4.6). Геохронологические исследования были выполнены при поддержке гранта РНФ № 19-17-00019.

#### ЛИТЕРАТУРА

**Арискин А.А., Данюшевский Л.В., Конников Э.Г., Маас Р., Костицын Ю.А., Мак-Нил Э., Меффре С., Николаев Г.С., Кислов Е.В.** Довыренский интрузивный комплекс (Северное Прибайкалье, Россия): изотопно-геохимические маркеры контаминации исходных магм и экстремальной обогащенности источника // *Геология и геофизика*, 2015, т. 56 (3), с. 528—556.

**Билибин Ю.А.** Петрология Ыллымахского интрузива // М., Л., 1947, 239 с.

**Билибин Ю.А.** Петрография Алдана. Послеюрские интрузии Алданского региона. Т. 1. Избранные труды. М., Изд-во АН СССР, 1958, 431 с.

**Владыкин Н.В.** Уникальный Мурунский массив ультракалийевых агпаитовых щелочных пород и карбонатитов — магматизм и генезис // *Генетические типы рудных месторождений (сборник ИМГРЭ)*, М., 2005, вып. 7, с. 20.

**Дворник Г.П.** Серицит-микроклиновые метасоматиты и золотое оруденение Рябиновского рудного поля (Алданский щит) // *Литосфера*, 2009, № 2, с. 56—66.

**Дворник Г.П.** Метасоматизм и золотопорфировое оруденение калиевых щелочных массивов // Автореф. дис.... д.г.-м.н. Томск, НТПУ, 2016, 44 с.

**Дворник Г.П., Элюев В.К.** Геология, разведка и технологические свойства прожилково-вкрапленных руд Рябинового месторождения золота // *Научные основы и прогрессивные технологии переработки труднообогатимых руд и техногенного сырья благородных металлов (Плаксинские чтения). Труды Международного совещания Екатеринбург*, Изд-во УГГА, 2001, с. 128—129.

**Еремеев Н.В.** Вулканоплутонические комплексы калиевых щелочных пород. М., Наука, 1984, 135 с.

**Ибрагимова И.К., Радьков А.В., Молчанов А.В., Шатова Н.В., Шатов В.В., Лепехина Е.Н., Антонов А.В., Толмачева Е.В., Соловьев О.Л., Терехов А.В., Хорохорина Е.И.** Результаты U-Pb (SHRIMP-II) датирования цирконов из дунитов массива Инагли (Алданский щит) и проблема генезиса концентрически-зональных комплексов // *Региональная геология и металлогения*, 2015, № 62, с. 64—78.

**Кононова В.А., Первов В.А., Богатиков О.А., Мюс-Шумахер У., Келлер Й.** Мезозойский калиевый магматизм Центрального Алдана: геодинамика и генезис // *Геотектоника*, 1995, № 3, с. 35—45.

**Костюк В.П., Панина Л.И., Жидков А.Я., Орлова М.П., Базарова Т.Ю.** Калиевый щелочной магматизм Байкало-Становой рифтогенной системы. Новосибирск, Наука, 1990, 239 с.

**Кочетков А.Я.** Мезозойские золотоносные рудно-магматические системы Центрального Алдана // *Геология и геофизика*, 2006, т. 47 (7), с. 850—864.

**Максимов Е.П.** Опыт формационного анализа мезозойских магматических образований Алданского щита // *Изв. АН СССР, Сер. геол.*, 1975, № 4, с. 16—32.

**Максимов Е.П.** Мезозойские рудоносные магматогенные системы Алдано-Станового щита. Автореф. дис.... д.г.-м.н. Якутск, 2003, ИГА БМ СО РАН, 47 с.

**Николаева И.В., Палесский С.В., Козьменко О.А., Аношин Г.Н.** Определение редкоземельных и высокозарядных элементов в стандартных геологических образцах методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС) // *Геохимия*, 2008, № 10, с. 1085—1091.



**Объяснительная записка** к государственной геологической карте Российской Федерации м-ба 1:200 000, Алданская серия. Лист О-51-ХVIII // Под ред. Е.П. Максимова, Е.Б. Хотина. СПб., 2001, 370 с.

**Объяснительная записка** к государственной геологической карте Российской Федерации м-ба 1:1 000 000 000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист О-52, Томмот / Под ред. В.Н. Зелепугина, В.К. Шкатовой. СПб., 2016, 286 с.

**Панина Л.И., Николаева А.Т., Рокосова Е.Ю.** Условия кристаллизации щелочно-базитовой дайки Ыллымахского массива (Центральный Алдан): данные изучения расплавных включений в минералах // Геохимия, 2011, № 2, с. 129—148.

**Первов В.А., Кононова В.А., Садеби П., Терлуолл М.Ф., Фрун П., Богатиков О.А., Аптон Б.Г. Дж., Вулли А.Р.** Калиевый магматизм Алданского щита – индикатор многоэтапной эволюции литосферной мантии // Петрология, 1997, т. 5, № 5, с. 467—484.

**Пономарчук А.В., Прокопьев И.Р., Светлицкая Т.В., Дорошкевич А.Г.**  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  геохронология щелочных пород массива Инагли (Алданский щит, Южная Якутия) // Геология и геофизика, 2019, т. 60 (1), с. 41—54.

**Рокосова Е.Ю.** Состав и особенности кристаллизации расплавов при формировании калиевых базитовых пород Центрального Алдана (на примере Ыллымахского, рябинового и Инаглинского массивов): Автореф. дис...к.г.-м.н. Новосибирск, ИГМ СО РАН, 2014, 16 с.

**Рокосова Е.Ю., Панина Л.И.** Вещественный состав и условия кристаллизации шонкинитов и минетт Рябинового массива (Центральный Алдан) // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (6), с. 797—814.

**Травин А.В.** Термохронология субдукционно-коллизионных, коллизионных событий Центральной Азии: Автореф. дис...д.г.-м.н. Новосибирск, ИГМ СО РАН, 2016, 54 с.

**Угрюмов А.Н., Дворник Г.П.** Серицит-микроклиновые метасоматиты Рябинового щелочного массива (Центральный Алдан) // Докл. АН СССР, 1985, т. 280, № 1, с. 191—193.

**Угрюмов А.Н., Дворник Г.П.** Петрохимическая и хронологическая корреляция эпидейцитовых фонолитов Полевского района Среднего Урала, Северного Казахстана, Северного Прибайкалья, Алданского щита: новые аспекты минерагении этих пород // Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала: тезисы докладов VI Уральского петрографического совещания Ч. 2. Екатеринбург, УрО РАН, 1997, с. 55—57.

**Угрюмов А.Н., Дворник Г.П., Балахонов В.С.** Метасоматическая зональность и золотое оруденение Ыллымахского щелочного массива (Алданский щит) // Изв. УГТГА. Вып. 5. Сер. Геология и геофизика, 1996, с. 82—87.

**Угрюмов А.Н., Дворник Г.П., Балахонов В.С.** Метасоматическая зональность мезозойского полигенного и полихронного Ыллымахского золоторудного узла (Алданский щит) // Изв. УГТГА. Вып. 13. Сер. Геология и геофизика, 2001, с. 153—163.

**Хомич В.Г., Борискина Н.Г.** Природа позднемезозойских рудномагматических систем Алданского щита // Литосфера, 2016, № 2, с. 70—94.

**Шатов В.В., Молчанов А.В., Шатова Н.В., Сергеев С.А., Белова В.Н., Терехов А.В., Радков А.В., Соловьев О.Л.** Петрография, геохимия и изотопное датирование (U-Pb и Rb-Sr) щелочных магматических пород Рябинового массива (Южная Якутия) // Региональная геология и металлогения, 2012, № 51, с. 62—78.

**Шатова Н.В., Скублов С.Г., Мельник А.Е., Шатов В.В., Молчанов А.В., Терехов А.В., Сергеев С.А.** Геохронология щелочных магматических пород и метасоматитов Рябинового массива (Южная Якутия) на основе изотопно-геохимического (U-Pb, REE) исследования циркона // Региональная геология и металлогения, 2017, № 69, с. 33—48.

**Шнай Г.К., Орлова М.П.** Новые данные о геологии и золотоносности Ыллымахского массива (Центральный Алдан) // Геология и геофизика, 1977 (10), с. 57—65.

**Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г.** Внутриплитная позднемезозойско-кайнозойская вулканическая провинция Центрально-Восточной Азии — проекция горячего поля мантии // Геотектоника, 1995, № 5, с. 41—67.

**Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И.** Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника, 2000, № 5, с. 3—29.

**Baksi A.K., Archibald D.A., Farrar E.** Intercalibration of  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating standards // Chem. Geol., 1996, v. 129, p. 307—324

**Bogatikov O., Kononova V., Pervov V., Zhuravlev D.** Petrogenesis of Mesozoic potassic magmatism of the Central Aldan: A Sr-Nd isotopic and geodynamic model. // Int. Geol. Rev., 1994, v. 36, № 7, p. 629—644.

**Borisenko A.S., Gas'kov I.N., Dashkevich E.G., Okrugin A.M., Ponomarchuk A.V., Travin A.V.** Geochronology of magmatic processes and ore formation in the Central Aldan gold-ore region // Int. Symp. Large Igneous Provinces of Asia. Irkutsk, 2011, p. 38—39.

**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.

**Chacko T., Cole D.R., Horita J.** Equilibrium oxygen, hydrogen and carbon isotope fractionation factors applicable to geological systems. *Stable isotope geochemistry // Rev. Miner.*, 2001, v. 43, p. 1–81.

**Davies G.R., Stolz A.J., Mahotkin I.L., Nowell G.M., Pearson D.G.** Trace elements and Sr–Pb–Nd–Hf isotope evidence for ancient, fluid-dominated enrichment of the source of Aldan shield lamproites // *J. Petrol.*, 2006, v. 47, № 6, p. 1119–1146.

**Doroshkevich A.G., Prokopyev I.R., Izokh A.E., Klemd R., Ponomarchuk A.V., Nikolaeva I.V., Vladykin N.V.** Isotopic and trace element geochemistry of the Seligdar magnesiocarbonatites (South Yakutia, Russia): Insights regarding the mantle evolution beneath the Aldan–Stanovoy shield // *J. Asian Earth Sci.*, 2018, v. 154, p. 354–368.

**Epstein S., Taylor H.P.** Variation of  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  in minerals and rocks // *Researches in geochemistry / Ed. P.H. Abelson. New York, Wiley, 1967, v. 2, p. 29–62.*

**Fleck R.J., Sutter J.F., Elliot D.H.** Interpretation of discordant  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age spectra of Mesozoic tholeiites from Antarctica // *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 1977, v. 41, p. 15–32.

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

**Hoefs J.** *Stable isotope geochemistry.* Berlin, Springer-Verlag, 2009, 286 p.

**Khomich V.G., Boriskina N.G., Santosh M.** A geodynamic perspective of worldclass gold deposits in East Asia // *Gondwana Res.*, 2014, v. 26, p. 816–833.

**Khomich V.G., Boriskina N.G., Santosh M.** Geodynamics of late Mesozoic PGE, Au, and U mineralization in the Aldan shield, North Asian Craton // *Ore Geol. Rev.*, 2015, v. 68, p. 30–42.

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

**Mitchell R.H., Smith C.B., Vladykin N.V.** Isotopic composition of strontium and neodymium in potassic rocks of the Little Murun complex, Aldan Shield, Siberia // *Lithos*, 1994, v. 32, p. 243–248.

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

**Steiger R.H., Jager E.** Subcommittee on Geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1977, v. 36, p. 359–361.

<https://earthref.org/KDD/>

*Рекомендована к печати 28 августа 2019 г.  
А.Э. Изохон*

*Поступила в редакцию 30 июля 2018 г.,  
после доработки — 29 мая 2019 г.*