

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

Васюкова Е. А., Пономарчук А. В., Дорошкевич А. Г.

Аннотация

Ыллымахский массив относится к мезозойским кольцевым интрузиям, весьма распространённым 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 Sr/Sr отношение от группы к группе, оставив eNd стабильно экстремально низкой, характерной для региона (в среднем -13,5). Геохронологические данные, полученные Ar-Ar методом, свидетельствуют о трёх независимых этапах: 140 ± 1.9 млн. лет, 130 ± 1.9 - 131 ± 2.4 млн. лет и 125 ± 1.9 млн. лет, сопоставимых с временными рубежами и других мезозойских массивов Алдана.

Ключевые слова:

Центральный Алдан, щелочные породы, Ыллымахский массив, изотопный состав Sr-Nd, Ar-Ar возраст

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

Аннотация

Ыллымахский массив относится к мезозойским кольцевым интрузиям, весьма распространённым 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 Sr/Sr отношение от группы к группе, оставив eNd стабильно экстремально низкой, характерной для региона (в среднем -13,5). Геохронологические данные, полученные Ar-Ar методом, свидетельствуют о трёх независимых этапах: 140 ± 1.9 млн. лет, $130 \pm 1.9 - 131 \pm 2.4$ млн. лет и 125 ± 1.9 млн. лет, сопоставимых с временными рубежами и других мезозойских массивов Алдана.

Ключевые слова: Центральный Алдан, щелочные породы, Ыллымахский массив, изотопный состав Sr-Nd, Ar-Ar возраст

Введение

Алданский щит представляет собой крупнейший выход на поверхность фундамента Сибирского кратона с отчетливо проявленным блоковым строением. Активизация в мезозое соседних Верхояно-Чукотской и Монголо-Охотской областей, являющимися южной и юго-восточной окраинами палеоконтинента, обусловило тектоно-магматическую 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 грабенов. В противоположность, в работах [Хомич и др. 2016, Khomich et al 2014, 2015] проявление мезозойской тектоно-магматической активности на Алданском щите связывается с процессом дегидратации субдуцирующей океанической плиты

последующим апвеллингом астеносферного вещества, деформациям в литосфере и проявлением многоэтапного плюмового магматизма.

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

Согласно современным геологическим данным [«Объяснительная записка...», 2013], в пределах Центрально-Алданской площади выделяются следующие этапы мезозойского магматизма:

позднетриассовый-раннеюрский, отсутствующий в рамках исследуемого района;

средне-позднеюрский (томмотский вулканический лейцитит-щелочнотрахитовый и верхнеселигдарский гипабиссальный сиенит-порфиновый комплексы);

позднеюрско-раннемеловой (алданский плутонический фергусит-щелочносиенитовый и лебединский плутонический монцонит-сиенит-гранитовый комплексы);

раннемеловой (тобукский гипабиссальный вогезит-минеттовский, курунгский комплекс калишпатовых метасоматитов, колтыконский гипабиссальный сиенит-порфиновый и эльконский гипабиссальный щелочносиенит-щелочногранитовый комплекс).

Основной, самый активный этап мезозойского магматизма пришёлся на позднюю юру – начало раннего мела. Проявлениями этого этапа являются алданский фергусит-щелочносиенитовый и рвущий его лебединский монцонит-сиенит-гранитовый комплексы. Интрузии этих двух комплексов в наибольших объёмах сосредоточены в пределах относительно крупных (20-100 км²) 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 фonoлиты 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 данные массива Ыллымах с прецизионными данными по некоторым другим массивам Центрально-Алданского района, полученным в последнее время. Самые ранние породы массива Рябиновый, по данным Ar-Ar анализа, имеют возраст $144,8 \pm 5$ млн лет, а дайки лампрофиров датируется 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; и 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 130-133 млн лет [Ибрагимова и др., 2015], что подтверждается Ar-Ar 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 умереннощелочных интрузий лебединского и

алданского комплексов. Данные соотношения наблюдаются в районе гг. Лебединый, Спирина, Пирамила, Геологический, Якокутского вулcano-плутона. Абсолютный возраст, определённый K-Ar методом по валовому составу породы, составляет $187,7 \pm 2,3$ млн лет [Максимов, 1988], по KFsр – 166 ± 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 [Билибин, 1947] приведено геологическое. Впервые описание разнообразия и состава пород Ыллымахского массива представлено. В серии работ Г.П. Дворника с соавторами [Угрюмов и др., 1996, 1997, 2001, Дворник, 2015, Дворник, 2001] 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 оливинных шонкинитов Ыллымахского массива по данным термобарогеохимических исследований изложена в работах [Рокосова, Панина, 2013; Панина и др., 2011; Рокосова, 2014].

Как видно из представленного обзора, ни одна из перечисленных работ не даёт общей картины формирования спектра пород массива, а лишь освещают тот или иной аспект. К тому же для пород Ыллымахского массива отсутствует изотопно-геохимическая информация, необходимая для характеристики источников вещества для 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; Первов и др., 1997; Mitchell et al., 1998; Владыкин, 2005, 2011). 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 ключевой Ыллымахский массив.

В данной статье представлены результаты петролого-геохимических, изотопных и геохронологических исследований пород массива Ыллымах (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 Алданской щита и входит в состав Центрально-Алданского рудного района. Геологическая позиция Ыллымахского массива определяется его размещением на границе Верхне-Якутского 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 (врезка рис.1) [Угрюмов, Энтин, 1969, Дворник, 2015].

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 строении Ыллымахского массива 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 высококалийные порфировые породы – псевдолейцитовые порфировые трахиты, о чём свидетельствуют геологические исследования, приведённые в [Билибин, 1958]. Эти породы слагают два крупных, разъединённых 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. Ещё более молодыми являются монцониты-сиениты, проявленных 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 расположено 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 псевдолейцитовых тингуаитов, шток пуласкита, мелкие тела и дайки щелочных сиенит-порфиоров. Так же стоит отметить формы нахождения кварца, от мелких отдельных зерен и небольших равномерно распределённых по породам (характерно для северной части штока), до крупных скоплений и гнёзд. Одно из наиболее крупных обособлений имеет в плане овальную форму размером 20*30 м, сложенное 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.

Рис. 1

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 предварительные выводы, предвзяв 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 было проведено в кадмированном канале научного реактора ВВР-К типа в Научно-исследовательском институте ядерной физики (Томск). Градиент нейтронного потока за период облучения не превышал 0.5% в размере образца. В качестве монитора используется стандартный K/Ar образец мусковит МСА-11 (ОСО No 129-88), подготовленный Всесоюзным научно-исследовательским институтом минерального сырья Министерства геологии СССР (ВИМС) в 1988 году. Для его калибровки в качестве

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ монитора использовались 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 ± 1.5 млн лет [Травин 2016]. Значение полной постоянной распада ^{40}K , в соответствии с [Steiger, Jager 1977], принималось равным $5,543 \cdot 10^{-10}$ год $^{-1}$.

Холостой опыт по определению ^{40}Ar (10 мин при 1200°C) не превышал 5×10^{-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}Ar , ^{37}Ar , ^{40}Ar , полученные при облучении Ca, K, использованы следующие коэффициенты: $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0.000891 \pm 0.000005$, $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0.000446 \pm 0.000006$, $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{K}} = 0.089 \pm 0.001$. 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 ± 0.5 . Нагревание образца происходило в кварцевом реакторе, помещенным в резистивную печь. Датирование производилось методом ступенчатого прогрева. Контроль температуры осуществлялся посредством хромель-алюмелевой термопары. Точность регулировки температуры составляла $\pm 1^\circ\text{C}$.

Изотопный состав кислорода в минералах определялся в Геологическом институте СО РАН (г. Улан-Удэ) на масс-спектрометре Finnigan MAT 253 с использованием метода лазерного фторирования (Sharp, 1990). Образцы нагревались 100W CO_2 лазером в атмосфере BrF_5 . В качестве эталонов использовались международные стандартные материалы: кварц NBS-28 (9.65‰; $n = 10$) и биотит NBS-30 (5.11‰; $n = 15$). Стандарт граната UWG-2 (5.88‰) анализировался 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 ‰.

Определение содержания изотопов Sr и Rb производилось в лаборатории изотопно-аналитических методов №775 ИГМ СОРАН (г. Новосибирск, аналитик – Киселева В. Ю.). В навеску образца величиной около 0,1 грамма, измельченного до 0,1 мм, добавили 5-10 мл смеси концентрированных плавиковой и хлорной кислот, соотношением 4:1. Разложение осуществлялось при температуре около 230°C, затем образец упаривался до влажных солей, после этого для разложения нерастворимых фторидов снова последовательно добавлялись концентрированная HClO_4 , HNO_3 70%-ная и дважды HCl 30%-ная.

По окончании разложения избыток кислот удалялся выпариванием досуха, а сухой остаток переводят в хлориды. Хлориды 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 трасер обогащенный ^{85}Rb и ^{84}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 HCl.

Измерения проводятся на мультиколлекторном масс-спектрометре МИ 1201АТ. Хроматографически выделенный стронций в азотнокислой форме наносится на рениевую ленту размерами 20x0,7x0,03 мм и измеряется в двухленточном режиме с рениевыми же 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 ppm, Sr 227 ppm.

Измерения изотопного состава неодима 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 ± 18 ($n = 15$). Ошибка в $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ отношениях - 0.3 % (2σ) – 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(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, REE, Th и U в породах массива, вмещающих толщах и метасоматитах проводились на спектрометре ELEMENT с ультразвуковым распылителем U-5000АТ + в лаборатории изотопно-аналитических методов №775 ИГМ СОРАН (г. Новосибирск, аналитик - Николаева И.В.). 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 характерны 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 зелёный цвет разной интенсивности. Калиевый полевой шпат находится в основной массе в виде идиоморфных удлинённых кристаллов. Нефелин в породе образует крупные ойкокрсты с включениями калиевого полевого шпата. Биотит занимает межзерновое пространство в виде ксеноморфных зёрен. Апатит идиоморфный со слегка сглаженными рёбрами.

Щелочные сиениты

Порода является полнокристаллической, равномернозернистой с массивной текстурой. Сиенит сложен эгирин-авгитом (до 15%), плагиоклазом (до 15%), калиевым полевым шпатом (до 65%), кварцем (до 5%), флогопитом (единичные зёрна). Акцессорные минералы представлены титанитом, апатитом. Полевой шпат образует крупные (до 3,6 мм) идиоморфные кристаллы с выраженными кристаллографическими гранями. Характерны пертиты, приуроченные к центральной части кристаллов. Плагиоклаз и эгирин-авгит представлены субидиоморфными зёрнами меньшего (до 2 мм) размера. Ксеноморфные выделения кварца выполняют интерстиции между зёрнами. Титанит находится в породе в виде ксеноморфных зёрен и скоплений довольно крупного размера (до 0,8 мм).

Щелочные граниты

Порода полнокристаллическая, неравномернозернистая 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 субидiomорфные зерна полевого шпата (до 2 мм) с характерной микроклиновой решёткой и слабо проявленной пелитизацией. В интерстициях и краевых зонах роста кварца находятся обильные мелкие зёрна эгирин-авгита вытянутого габитуса.

Рис. 2

Петролого-геохимическая характеристика пород.

Химический состав исследуемых пород приведён в Таблице 1. По содержанию 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 K_2O (>4%) и отношению $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ принадлежат группе высококалиевых пород с калиевым и калиево-натровым типом щёлочности (рис. 3). Все исследуемые породы по насыщенности кремнезёмом делятся на три группы. Однако дальнейший анализ данных подтвердил справедливость такого разделения и по другим характеристикам.

Таблица 1.

Рис. 3.

В **первой** группе пород, включающей щелочные и фельдшпатоидные сиениты, количество SiO_2 варьирует от 50 до 56 вес.%. 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 MgO , Fe_2O_3 , TiO_2 , P_2O_5 , Ba , Sr по сравнению с другими. На большинстве вариационных диаграмм (рис. 4) точки составов пород этой группы имеют явную отрицательную корреляцию с содержанием кремнезёма (MgO -, CaO -, Fe_2O_3 -, MnO -, P_2O_5 - SiO_2). Опираясь на значения коэффициента $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, породы первой группы имеют калиевый уклон щёлочности. В соответствии с номенклатурой, основанной на минеральном составе, они относятся к семейству фельдшпатоидных или щелочных сиенитов.

Ко **второй** группе относятся средние породы калиево-натрового уклона. Содержание SiO_2 в них меняется от 60 до 70 вес.%. По минеральному составу они варьируют от нефелин- до кварц-содержащих пород и относятся к семейству сиенитов. На вариационных диаграммах для большинства петрогенных элементов наблюдается корреляция: в основном положительная, также как и для точек составов первой группы. Исключение составляет Al_2O_3 , содержание которого напротив убывает с увеличением кремнекислотности (рис. 3).

Третья группа, включающая эгириновые граниты и их пегматиты, явно отличается по содержанию большинства элементов, образуя независимый кластер на диаграммах (рис. 5). Однако, породы сохраняют калиевый тип щёлочности и геохимическое сходство о котором подробнее речь пойдёт ниже (рис. 3).

Содержание MgO для большинства образцов не превышает 1 вес. %, но в редких случаях достигает 4 вес. %. На диаграмме MgO-Fe₂O₃ точки составов исследуемых пород укладываются в линейный тренд, что свидетельствует в пользу предположения о фракционной кристаллизации внутри каждой группы (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 (апатит) минералов. Породы с более высоким содержанием магния также характеризуются повышенным содержанием TiO₂.

Минеральный состав коррелирует с химическим: породы с повышенным P₂O₅ характеризуются высокими содержаниями апатита, а в породах с высоким K₂O наблюдается псевдолейцит.

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

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 рисунке 4 отчётливо 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. 4.

Графики распределения редкоземельных элементов, нормированных к примитивной мантии, близки по абсолютным значениям в области лёгких и тяжёлых 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 тяжёлыми 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 определённо коррелируют с содержанием кремнезёма (рис. 5). Спектры распределения РЗЭ для щелочных и фельдшпатоидных сиенитов имеют ровную, пологую форму с отрицательным наклоном ($La/Yb \sim 12$).

Рис. 5.

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 массиве Ыллымах.

Был проведен Ar-Ar изотопный анализ флогопита из нефелинового сиенита (обр. 2136). Полученный возрастной спектр минерала состоит из 7 ступеней (рис.6, табл.2). Пять последних ступеней отвечают критериям, предъявляемым к возрастному плато. Не менее трех последовательных возрастных ступеней укладываются в интервал ошибок $\pm 3\sigma$ и составляют не менее 70% от выделенного ^{39}Ar в ходе измерений [Fleck et al., 1977]. Ca/K спектр образца характеризуется низким Ca/K отношением, лежащем в диапазоне 0.05-0.1.

Количество выделенного ^{39}Ar , входящего в возрастное плато, составляет 90%. Средневзвешенный возраст образования минерала по возрастному плато равен 140 ± 1.9 млн. лет. Это значение можно принять за время закрытия Ar-Ar изотопной системы во флогопите и, следовательно, рассматриваться как возраст кристаллизации нефелиновых сиенитов.

Таблица 2.

Рис. 6.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ спектр полевого шпата из сиенита (Обр. 2148), состоит из восьми ступеней (рис. 6). Четыре ступени удовлетворяют критерию возрастного плато и определяют средневзвешенный возраст исследуемого образца - 131 ± 2.4 млн. лет (табл. 2). Количество выделенного ^{39}Ar соответствует 80% от общего объема ^{39}Ar . Ca/K спектр рассматриваемого образца демонстрирует довольно однородное отношение Ca/K (0.05-0.1) для выбранных в качестве возрастного плато ступеней. Таким образом, полученный возраст 131 ± 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 (рис. 6). При этом выделяется надежное плато из пяти ступеней, средневзвешенный возраст по которому составляет 130 ± 1.9 млн. лет (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}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 8 ступеней (рис. 6, табл. 2). Выделение возрастного плато затруднительно. Три высокотемпературные ступени включают только 60 % выделенного ^{39}Ar , при требовании в 70 % [Fleck et al., 1977]. Ступенчатая низко- и среднетемпературная часть спектра (рис. 6), вероятно, связана с неоднородностью образца и не высокой устойчивостью K-Ar изотопной системы в полевых шпатах (температура закрытия $125-350^\circ\text{C}$). Высокотемпературные ступени, в свою очередь, демонстрируют однородные изотопные характеристики, совпадающие с учетом ошибки. Таким образом, средневзвешенный возраст образования минерала равен 125 ± 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). Однако стоит отметить низкие

содержания Са в породе в целом (табл. 1) и, как следствие, низкий сигнал ^{37}Ar (табл. 2), что затрудняет исследования однородности образца.

Изотопная (O, Sr-Nd) характеристика пород

Изотопный состав кислорода

Значения изотопного состава кислорода в минералах из пород массива Ыллымах приведены в таблице 3. $\delta^{18}\text{O}$ в полевых шпатах из нефелиновых сиенитов попадают 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}O различными минералами [Epstein and Taylor, 1967; Chacko et al., 2001]. В целом, полученные ^{18}O исследуемых минералов ложатся в интервал значений, характерный для магматических пород (4.5-7 ‰, [Hoefs, 2009]).

Таблица 3

Изотопный состав Sr и Nd

Значения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ приведены в таблице 4 и на рис. 7. В соответствии с полученными геохронологическими данными, начальные значения Sr и Nd пересчитаны на возраст 130 млн лет для образцов 2140 и 2146, 140 млн лет для образцов 2134 и 125 млн лет для образца 2166. Щелочные сиениты имеют отрицательные величины ϵNd , 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 ϵNd - (-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 2-2.1 млрд лет.

Таблица 4

Рис. 7

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 (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 петрографическими 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 массива Ыллымах (рис. 7), за исключением щелочных гранитов, попадают в область значений характерных для высококалиевых пород Алданского щита: Центрально-Алданского района (массивы Томмотский, Рябиновый, Якокутский, Заметный, Инагли), Верхнеамгинской площади и Мурунского массива. Стоит отметить, что значения располагаются в верхней части области, характеризующейся наиболее высокими значениями ϵNd и относительно низкими $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ (рис. 7).

Обсуждение

1. 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 путём фракционирования. Фракционирующими фазами были как породообразующие (пироксен, плагиоклаз), дающие тренды в координатах CaO -, $\text{Na}_2\text{O-SiO}_2$ и MgO -, Fe_2O_3 - SiO_2 , так и акцессорные (апатит: P_2O_5 - SiO_2) минералы. При этом источники вещества каждого импульса имеют схожие геохимические параметры. Породы одинаковы по уклону щёлочности: калиевому и калиево-натриевому. На вариационных диаграммах они образуют независимые кластеры только по содержаниям кремнезёма и, частично, по содержанию железа. Форма геохимических спектров гранитов, совпадающая по форме и абсолютным значениям со спектрами более меланократовых пород, близкие содержания K , Ti подтверждает схожесть источников расплавов, из которых кристаллизуются фельдшпатоидные и полевошпатовые сиениты и граниты. Дополнительным доказательством могут схожие значения ϵNd для всех групп пород.

Помимо сходства, указывающих на сингенетичность мантийного источника, отмечены различия, подчёркивающие 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 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения в гранитах и сиенитах. Полученные геохронологические характеристики также подтверждают вариант импульсных внедрений и влияние корового контаминанта на породообразующий расплав.

Основываясь на полученных данных, 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 даёт 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 [Смелов, 2015], кварциты входят в состав васильевской 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 кремний-недосыщенном щелочном расплаве. В пользу механизма смешения свидетельствуют явные корреляции редкоземельных элементов с кремнезёмом.

С другой стороны, графики РЗЭ отличаются по форме – ровные для фельдшпатоидных и щелочных сиенитов и U-образные для полевошпатовых сиенитов и гранитов, а $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношение в гранитах, которое сильно отличается от такового в сиенитах, при том обстоятельстве, что кварц – абсолютно инертный в плане накопления редких элементов минерал.

Эти детали заставляют предположить «разбавление» породообразующего расплава порциями другого расплава, имеющего источник с теми же геохимическими характеристиками и апатитом в рестите, 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 остаётся в твёрдом состоянии, а комплементарный ему расплав будет обеднён входящими в него компонентами. Таким образом, может быть получен спектр РЗЭ U-образной формы, при схожих значениях eNd.

Подтверждает этот вариант прямая корреляция P3Э (Sm, Eu, Gd, Tb) с содержанием P₂O₅ в исследуемых породах (рис. 8).

Рис. 8

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

2. Характеристика источника

Полученные нами изотопные данные свидетельствуют, что образование пород происходило из источника с отрицательными eNd (около -15) и повышенным ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr отношением (~0,705). Предыдущие исследователи (Bogatikov et al., 1994; Mitchell et al., 1992) такие изотопно-аномальные характеристики высококалийных пород Алданского щита связывают с участием древнего субдущированного вещества в источнике пород. Этим, помимо низких значений eNd, 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 [Объяснительной записке, 2001] среди архейских пород выделяют две свиты: верхнеалданскую и фёдоровскую, сложенные метаморфическими породами. Петрохимические реконструкции [Великославинский С.Д. и др., 1990.] позволяют предположить, что протолитом этих пород были толеитовые и известково-щелочные базальты соответственно. При этом они обладают характерными значениями eNd (-33,7 для верхнеалданской и -16,8 для фёдоровской). Наиболее вероятно, что уже в архейское время под Алданским щитом существовал обогащённый мантийный источник [Арискин, 2015, Doroshkievich et al, 2018]. Его реактивация в мезозойское время могла стать причиной появления щелочных пород.

3. 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: T₃-J₁, J₁-J₂, J₃-K₁, K₁-K₂. Радиологический возраст серицит-микроклиновых метасоматитов в пределах рудного поля Рябиновое по данным K-Ar метода составляет 134–120 млн. лет [Дворник 2009; Угрюмов 1985]. Современные данные Ar-Ar датирования [Borisenko 2011] показали, что основная часть щелочных пород (силлы, штоки, кольцевые интрузии, вулканические серии) сформировалась в интервале 160-135 млн. лет, в то время как формирование дайкового комплекса: минетт, ортофиоров, сиенитов-порфиоров, 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 Рябиновский 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 так же происходило в несколько этапов (Пономарчук, в печати): (1) кристаллизация оторочки дунитового ядра – клинопироксенитов, датируется возрастом 142.4 ± 2 млн. лет; (2) образование дифференцированного щелочного кольца массива происходило в интервале 133-128 млн. лет: возраст кристаллизации меланократовых сиенитов составляет 133.2 ± 2.2 млн. лет, монцонит-порфиоров - 130.8 ± 2 млн. лет, что так же подтверждается U-Pb датировками [Ибрагимова 2015], лейкократовых сиенитов – не менее 128.2 ± 4.4 млн. лет, шонкинитов - 128.4 ± 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 проведённых исследований было выделено 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) путём фракционирования расплава по мере кристаллизации. Фракционирующими фазами были как породообразующие (пироксен, плагиоклаз), дающие тренды в координатах CaO-, Na₂O-SiO₂ и MgO-, Fe₂O₃-SiO₂, так и акцессорные (апатит: P₂O₅-SiO₂) минералы.

3. Установлена следующая последовательность формирования разнообразия исследуемых пород – фельдшпатоидные сиениты - щелочные сиениты (первой группы) – щелочные сиениты - щелочные граниты. Выделено 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 ϵ_{Nd} исследуемых пород вписывается в общую картину региона – подобные характеристики определены и для других близких по возрасту объектов (Инагли, Рябиновый и др.).

5. Все приведённые результаты позволяют предположить, что образование спектра пород происходило путём 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 РФФИ №19-17-00019.

ЛИТЕРАТУРА

1. Билибин Ю.А. Петрология Ыллымахского интрузива. // Москва, Ленинград, 1947. С. 239.
2. Билибин Ю.А. Петрография Алдана. Послеюрские интрузии Алданского региона // Избранные труды. М., АН СССР, 1958. т. 1. 431 с.
3. Богатилов О.А., Кононова В.А. Магматическое окно в глубины Земли // Природа, 1999. № 5. с. 12-17.
4. Великославинский С.Д., Мангушевский Э.Л. Разработать и внедрить петрологические критерии расчленения и корреляции докембрийских магматических образований Центрально-Алданской серии листов Госгеолкарты-50. // Информационный отчёт по договору 1423424/621д. В 2-х томах. Ф. ГПП «Алдангеология», 1990
5. Владыкин Н.В., Морикио Т., Миязаки Т., Цыпукова С.С. Геохимия изотопов углерода и кислорода карбонатитов Сибири и геодинамика // Глубинный магматизм, его источники и их связь с плюмовыми процессами. Иркутск, 2004, с. 89—107.
6. Воробьёв К.А., Шумбасова Г.А. Геологическая карта РФ м-ба 1:200 000

(второе издание). Лист 51-XVIII, Алданская серия. // ГУП «Алдангеология», 2013 г.

7. Глаголев А.А., Корчагин А.М., Харченков А.Г. Щелочно-ультраосновные массивы Арбарастах и Инагли. М.: Наука. 1974. 175 с.

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

9. Дворник Г.П. Метасоматизм и золотопорфировое оруденение калиевых щелочных массивов. // Автореф. на соискание ст. д.г.-м.н., 2015.

10. 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) // Тр. Междунар. совещ. Екатеринбург: Изд-во УГГА, 2001. С. 128-129.

11. Еремеев Н.В. Вулкано-плутонические комплексы калиевых щелочных пород. // М.: Наука, 1984, 135 с.

12. Ибрагимова И. К., и др. 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.

13. Корчагин А.М. Вермикулит-флогопитовое месторождение Инагли // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1966. № 8. С. 15–27.

14. 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.

15. Кочетков А.Я., Пахомов В.Н., Попов А.Б. Магматизм и метасоматизм Рябиновского рудоносного щелочного массива (Центральный Алдан) // Магматизм медно-молибденовых рудных узлов. Новосибирск: Наука. Сибирское отделение, 1989. С. 79–110.

16. Кочетков А.Я. Мезозойские золотоносные рудно-магматические системы Центрального Алдана // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 7. С. 850-864.

17. Кукушкин К.А., Молчанов А.В., Радьков А.В., Шатов В.В., Терехов А.В., Шатова Н.В., Хорохорина Е.И., Ремизов Д.Н. О расчленении мезозойских интрузивных пород Центрально-Алданского района (Южная Якутия) Региональная геология и металлогения. 2015. №64. с.48-58.

18. Максимов Е.П. Опыт формационного анализа мезозойских магматических образований Алданского щита // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 4. С. 16–32.

19. Максимов Е.П. Мезозойские рудоносные магматогенные системы Алдано-Станового щита. // Автореф. дис. д.г.-м.н. Якутск, 2003

20.Максимов Е.П., Уютов В.И. Оценить районы проявления щелочного калиевого магматизма Алданского щита на новый тип магматогенного оруденения. // Отчет по договору УБ.11.4/60(14) за 1987-88 гг. (ДВИМС). Ф. ГГП «Алдангеология», 1988

21.Максимов Е.П., Уютов В.И., Никитин В.М. Центральнo-Алданская сверхпродуктивная золото-урановорудная магматогенная система (Алдано-Становой щит, Россия) // Тихоокеанская геология, 2010. № 2. т. 29. с. 3-26.

22.Николаева И.В., Палесский С.В., Козьменко О.А. и др. Определение редкоземельных и высоkozарядных элементов в стандартных геологических образцах методом масс-спектрометрии с индуктивно- связанной плазмой (ИСП-МС) // Геохимия. 2008. №7. С. 1-6.

23.Объяснительная записка к государственной геологической карте Российской федерации масштаба 1:200 000, Алданская серия, Лист О-51-ХVIII. // Сост. Воробьев, Шумбасова. Ред. Максимов, Хотина. СПб, 2001.

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

25.Пономарчук А.В., Прокопьев И.Р., Светлицкая Т.В, Дорошкевич А.Г. 40Ar/39Ar геохронология щелочных пород массива Инагли (Алданский щит, Южная Якутия)//Геология и геофизика, 2019. т. 60. №1, с. 41-54

26.Рожков И.С., Кицул В.И., Разин Л.В., Боришанская С.С. Платина Алданского щита. // М.: Изд-во АН СССР. 1962. 119 с.

27.Травин А.В. Термохронология субдукционно-коллизийных, коллизийных событий Центральной Азии. // Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геолого- минералогических наук. Новосибирск 2016.

28.Угрюмов А.Н., Киселев Ю.В. О возрасте ультраосновных пород массива Инагли (Алданский щит) // Геология и геофизика. 1969. № 8. С. 19–24.

29.Угрюмов А.Н., Дворник Г.П. Серицит-микроклиновые метасоматиты Рябинового щелочного массива (Центральный Алдан) // Докл. АН СССР. 1985. Т. 280. № 1. С. 191–193.

30.Угрюмов А.Н. Метасоматическая зональность и золотое оруденение Ыллымахского щелочного массива (Алданский щит) / А. Н. Угрюмов, Г. П. Дворник, 324 В. С. Балахонов // Изв. УГГГА. Вып. 5. Сер.: Геология и геофизика. – Екатеринбург, 1996. – С. 82-87.

31.Угрюмов А.Н. Метасоматическая зональность и золотое оруденение Ыллымахского щелочного массива (Алданский щит) / А. Н. Угрюмов, Г. П. Дворник, 324

В. С. Балахонов // Изв. УГГГА. Вып. 5. Сер.: Геология и геофизика. – Екатеринбург, 1996. – С. 82-87.

32. Угрюмов А.Н. Петрохимическая и хронологическая корреляция эпидейцитовых фанолитов Полевского района Среднего Урала, Северного Казахстана, Северного Прибайкалья, Алданского щита: Новые аспекты минерогенеза этих пород / А. Н. Угрюмов, Г. П. Дворник // Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала: тез докл. VI Урал. петрограф. сов. Ч. 2. – Екатеринбург: УрО РАН, 1997. – С. 55-57.

33. Угрюмов А.Н. Метасоматическая зональность мезозойского полигенного и полихронного Ыллымахского золоторудного узла (Алданский щит) / А. Н. Угрюмов, Г. П. Дворник, В. С. Балахонов // Известия УГГГА. Вып. 13. Серия: Геология и геофизика. – Екатеринбург, 2001. – С. 153-163.

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

35. Шатов В.В., Молчанов А.В., Шатова Н.В., Сергеев С.А., Белова В.Н., Терехов А.В., Радьков 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.

36. 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.

37. Шнай Г.К., Орлова М.П. Новые данные о геологии и золотоносности Ыллымахского массива (Центральный Алдан). // Геология и геофизика, №10 вып 7, 1977, с. 57-65.

38. 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.

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

40. Объяснительная записка к листу О-51-XVIII // Мин-во природных ресурсов РФ. С.-Пб., 2001

41. Ariskin A.A., Danyushevsky I.V., Konnikov E.G., Maas R., Kostitsya Yu.A., McNeill A., Meffre S., Nikolaev G.S., Kislov E.V. The Dovyren intrusive complex (northern Baikal Region, Russia): isotope-geochemical markers of contamination of parental magmas and

extreme enrichment of the source. // *Russ. Geol. Geophys.*, 2015, V.56, N3. P. 528-556

42. *Baksi, A. K., D. A. Archibald, and E. Farrar* (1996), Intercalibration of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating standards // *Chem. Geol.*, 129, 307 – 324

43. *Bogatikov O., Kononova V., Pervov V., Zhuravlev D.* Petrogenesis of mesozoic potassic magmatism of the Central Aldan: A Sr-Nd isotopic and geodynamic model. // *International Geology Review*, 36:7, 629-644

44. *Borisenko A. S., Gas'kov I. N., Dashkevich E. G. et al.* Geochronology of magmatic processes and ore-formation in the Central Aldan gold-ore region // *Intern. Symp. Large Igneous Provinces of Asia*. Irkutsk, 2011. P. 38-39

45. *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.

46. *Chacko T., Cole D.R., Horita J.* Equilibrium oxygen, hydrogen and carbon isotope fractionation factors applicable to geological systems. *Stable Isotope Geochemistry* (Valley J. W. and Cole D.R. eds.). // *Rev. Miner.*, 2001, v. 43, p. 1–81

47. *Doroshkevich AG, Prokopyev IR, Izokh AE, Klemd R, Ponomarchuk AV., Nikolaeva IV., 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 // *Journal of Asian Earth Sciences* 2018, v. 154, p. 354–368

48. *Epstein S., Taylor H.P.* Variation of $\text{O}^{18}/\text{O}^{16}$ in minerals and rocks. *Researches in Geochemistry*. // (Philip Abelson ed.). Wiley, New York, 1967, v. 2, p. 29 — 62.

49. *Goldstein S.J., Jacobsen S.B.* Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material implications for crystal evolution. // *Earth Plan. Sci. Letters*. 1988. V. 87. P. 249-265

50. *Hoefs J.* *Stable Isotope Geochemistry*. Springer-Verlag, Berlin, 2009. *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 // *Geoch. Cosm. Acta.*, 1977, v. 41, p. 15-32.

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

52. *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 Geology Reviews* 68. 2015. P. 30–42.

53. *McDonough W.F. and Sun S.S.* The composition of the Earth. // *Chem. Geol.* v.120. 1995. P. 223-253.

54. *Middlemost E.A.K.* Naming materials in the magma/igneous rock system. // Earth-Science Reviews. v.37. 1994. P. 215-224.

55. *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, 32 (1994) 243-248

56. *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

57. *Steiger R.H, Jager E.* Subcommittee on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology.1977. // Earth Planet. Sci. Letters, 36, 359-361.

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

Рис. 1. Геологическая схема Ыллымахского щелочного вулканоплутонического массива (по Государственной геологической карте РФ м-ба 1 : 200 000, 2003, врезка по Дворник, 1990)

1 – венд-кембрийские, кембрийские доломиты; 2 – лейцитовые трахиты Томмотского вулканического комплекса; 3 – фергусит-, нефелин-, анальцимовые сиениты, щелочные сиениты алданского плутонического комплекса; 4 – монзониты, сиениты, граниты Лебединского плутонического комплекса; 5 – щелочные сиениты – щелочные граниты Эльконского гипабиссального комплекса; 6 – четвертичные отложения; 7 – контактовые мрамора; 8 – разломы; 9 – щелочные многофазные вулканоплутониты – центры мезозойского магматизма (1 – Якокутский, 2 – Томмотский, 3 – Стрелка, 4 – Рябиновый, 5 – Енне, 6 – Джекондинский, 7 – Ыллымахский, 8 – Юхтинский), 10 – Якокутский глубинный разлом, 11 – границы Якокутской рифтовой зоны, 12 – региональные разломы (1 – Ыллымахский, 2 – Юхтинский).

Рис. 2. Нефелиновый сиенит (обр. 2136) 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).

Таблица 1. Содержания основных (в вес.%) и рассеянных элементов (в ppm) в породах Ыллымахского массива.

Рис. 3. Петрохимическая и геохимическая характеристика пород Ыллымахского массива. Границы на TAS-диаграмме по [Middlemost, 1994] Содержания породообразующих элементов приведены в вес. %, рассеянных в ppm.

1 – породы первой группы (фельдшпатоидные сиениты); 2 – породы второй группы (щелочные сиениты); 3 – породы третьей группы (эгириновые граниты).

Рис. 4. Графики распределения содержаний редких (а) и редкоземельных (б) элементов, нормированных на РМ по [McDonough, Sun, 1995], в породах Ыллымахского массива.

1 – породы первой группы (фельдшпатоидные сиениты); 2 – породы второй группы (щелочные сиениты); 3 – породы третьей группы (эгириновые граниты)

Рис. 5. Графики соотношения содержаний редкоземельных элементов (в ppm) средней части спектра с содержанием кремнезёма (вес.%). Условные обозначения аналогичные на рисунке 3.

Таблица 2. Результаты определения возраста Ar-Ar методом в породах и минералах

Рис. 6. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования мономинеральных фракций флогопита из нефелиновых сиенитов (Обр. 2136), полевых шпатов из щелочных сиенитов (Обр. 2148 и 2156) и полевого шпата из щелочного гранита (Обр. 2166) Ыллымахского массива. Ошибка указана с интервалом $\pm 2\sigma$.

Таблица 3. Изотопный состав O пород Ыллымахского массива.

Таблица 4. Изотопный состав Nd и Sr пород Ыллымахского массива.

Рис. 7. Положение исследуемых пород массива Ыллымах на диаграмме $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 - \epsilon(\text{Nd})_T$ по сравнению с высококалийными породами Центрально-Алданского и Верхнеамгинского ареалов магматизма [Vogatikov et al., 1994; Mitchell et al., 2006]. Обозначения аналогичны рисунку 3.

Рис. 8. Графики соотношения содержаний редкоземельных элементов (ppm) из средней части спектра с содержанием фосфора (вес%) пород Ыллымахского массива. Условные обозначения см. по рисунку 3.

Образец	2136	2140	2142	2154	2144	2146	2134	2148
Порода	Фельдшпатовидный сиенит						Щелочной сиенит	
Группа	1	1	1	1	1	1	2	2
<i>содержания петрогенных элементов, в вес.%</i>								
SiO ₂	52,01	55,53	55,9	50,44	53,02	55,33	67,34	67,35
TiO ₂	0,98	0,53	0,65	0,98	0,96	0,67	0,16	0,19
Al ₂ O ₃	14,14	19,45	17,84	14,05	16,27	18,32	15,8	14,25
Fe ₂ O ₃	10,62	6,09	5,98	10,62	8,18	5,64	2,96	3,28
MnO	0,17	0,13	0,09	0,17	0,17	0,12	0,07	0,06
MgO	4,01	0,16	0,7	4,1	2,31	1,44	0,07	0,22
CaO	6,34	0,67	1,38	6,55	3,8	1,39	0,31	0,5
Na ₂ O	3,18	9,61	6,26	2,8	3,13	2,01	7,12	3,52
K ₂ O	7,29	6,4	9,47	7,57	8,58	11,8	5,11	9,17
P ₂ O ₅	0,82	0,02	0,1	0,83	0,45	0,26	0,02	0,04
BaO	0,43	0,02	0,17	0,42	0,65	0,66	0,03	0,02
SO ₃	0	0,12	0,22	0	0,11	0,1	0,04	0
ппп	0,22	0,52	0,5	0,93	1,7	1,56	0,23	1,55
Сумма	100,3	99,31	99,35	99,54	99,41	99,36	99,31	100,27
<i>содержания рассеянных элементов, в ppm</i>								
V	224,3	100,6	193,7	224,6	216,9	94,9	74,6	392,3
Cr	42,4	14,5	13,8	43,5	17,5	11,1	8,6	20,3
Co	27,8	2,8	5,2	25,3	17,3	9,6	1,2	1,6
Ni	23,3	4,7	5,3	18,8	5,5	7,7	28,6	8,6
Cu	109,7	21,8	37,0	98,8	38,0	23,7	15,9	17,3
Zn	96,1	92,0	51,2	40,7	126,5	108,5	68,0	36,3
Rb	151,6	249,6	125,6	137,5	163,1	254,0	129,8	152,7
Sr	1930,3	1122,5	1880,7	1874,8	2632,7	1555,8	66,3	117,4
Y	20,8	206,8	8,5	20,8	23,1	13,7	8,1	3,1
Zr	140,5	361,8	187,7	125,0	310,6	231,3	183,1	116,5
Nb	6,9	18,6	7,4	5,6	13,2	11,6	12,1	4,9
Mo	2,2	0,8	1,1	1,9	0,6	0,6	1,1	0,8
Cs	2,7	2,8	1,2	1,4	4,2	5,1	1,2	0,4
Ba	3607,9	155,7	1443,8	3484,8	5125,3	5269,2	265,7	164,4
La	39,2	402,6	25,0	39,6	43,0	25,9	22,9	12,7
Ce	74,0	695,8	42,7	74,0	70,8	43,6	30,8	16,7
Pr	9,5	73,9	5,1	10,1	8,2	5,1	2,6	1,3
Nd	38,7	243,5	18,6	38,0	31,1	19,3	6,9	3,6
Sm	7,7	43,6	3,1	7,3	5,4	3,6	1,1	0,5
Eu	2,1	13,6	0,9	1,9	1,5	1,0	0,4	0,1
Gd	6,7	42,0	2,6	7,4	5,0	3,2	1,0	0,5
Tb	0,9	7,0	0,4	0,9	0,8	0,5	0,2	0,1
Dy	4,9	43,2	2,0	4,7	4,8	3,0	1,2	0,4
Ho	0,9	9,1	0,4	0,9	1,0	0,6	0,3	0,1
Er	2,5	25,8	1,2	2,4	2,8	1,9	1,0	0,4
Tm	0,4	3,7	0,2	0,4	0,5	0,3	0,2	0,1
Yb	2,3	20,0	1,2	2,1	2,8	1,8	1,6	0,7
Lu	0,4	2,8	0,2	0,3	0,4	0,3	0,3	0,1
Hf	4,0	12,2	5,9	4,5	7,9	5,5	5,5	4,4
Ta	0,4	0,6	0,6	0,5	0,5	0,5	0,4	0,2
Pb	24,4	70,1	52,5	23,0	62,2	18,9	113,7	57,8
Th	5,3	54,0	4,2	4,0	14,0	6,9	12,8	6,4
U	1,6	12,1	1,6	1,2	3,2	2,4	4,1	2,5

Образец	2150	2152	2156	2160	2164	2166	2172
Порода	Щелочной сиенит					Щелочной гранит	
Группа	2	2	2	2	2	3	3
<i>содержания петрогенных элементов, в вес.%</i>							
SiO ₂	60,75	62,21	64,69	68,62	68,95	82,99	85,63
TiO ₂	0,47	0,46	0,39	0,16	1,03	0,29	0,16
Al ₂ O ₃	18,17	14,81	16,18	13,55	13,51	6,17	5,97
Fe ₂ O ₃	4,18	5,62	3,57	3,32	3,4	3,61	1,87
MnO	0,13	0,09	0,09	0,07	0,19	0,09	0,03
MgO	0,42	1,34	0,41	0,19	0,3	0,25	0,11
CaO	1,34	2,61	1,24	0,63	0,7	0,27	0,15
Na ₂ O	7,74	6,07	7,01	1,72	4,07	0,92	0,46
K ₂ O	5,8	6,31	5,72	11	7,41	5,01	5,08
P ₂ O ₅	0,07	0,18	0,08	0,08	0,04	0,01	0,01
BaO	0,04	0,12	0,15	0,02	0,08	0	0
SO ₃	0,33	0,07	0,05	0	0	0	0
ппп	0,57	0,16	0,05	0,24	0,11	0,11	0,1
Сумма	100,08	100,12	99,7	99,75	99,85	99,87	99,67
<i>содержания рассеянных элементов, в ppm</i>							
Ti	2649,3	2589,4	2128,4	847,9	5962,8	1532,3	851,1
V	125,3	175,4	139,4	576,3	168,9	951,5	450,8
Cr	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	3,1	5,8	3,0	2,2	3,3	3,0	1,2
Ni	0,0	8,7	3,2	4,5	4,5	5,8	3,3
Cu	51,2	121,8	20,8	65,0	136,6	39,2	30,6
Zn	38,9	11,1	21,8	17,4	43,9	22,1	15,1
Rb	163,6	132,2	106,6	140,1	107,2	53,6	55,9
Sr	822,6	348,3	719,4	85,6	337,3	14,4	6,6
Y	19,9	17,0	8,2	5,6	34,3	2,7	1,4
Zr	334,2	258,3	172,0	319,9	744,7	111,0	76,1
Nb	11,4	9,2	10,6	7,4	53,7	2,0	1,4
Mo	0,8	1,6	2,9	1,1	2,7	1,2	1,2
Cs	2,0	0,4	1,0	0,3	0,2	0,2	0,2
Ba	325,0	1060,8	1198,1	187,7	671,0	21,6	15,6
La	58,9	26,4	24,7	9,9	68,5	8,7	4,9
Ce	78,3	50,1	39,4	16,8	156,8	6,8	5,8
Pr	8,0	6,2	3,8	1,5	10,2	0,9	0,5
Nd	23,6	21,1	11,7	4,8	27,9	2,6	1,3
Sm	4,2	4,0	1,9	0,7	4,7	0,3	0,2
Eu	1,2	1,3	0,6	0,2	1,5	0,1	0,1
Gd	4,3	4,5	2,3	0,9	5,5	0,5	0,2
Tb	0,6	0,6	0,3	0,1	0,8	0,1	0,0
Dy	3,5	3,4	1,7	0,8	5,4	0,3	0,2
Ho	0,8	0,7	0,3	0,2	1,3	0,1	0,0
Er	2,5	2,1	1,0	0,7	4,3	0,3	0,2
Tm	0,4	0,4	0,2	0,2	0,8	0,1	0,0
Yb	2,9	2,4	1,4	1,1	6,0	0,5	0,3
Lu	0,5	0,3	0,2	0,2	0,9	0,1	0,1
Hf	12,3	9,3	6,1	10,1	28,8	4,5	3,5
Ta	0,6	0,4	0,5	0,3	2,0	0,1	0,1

Pb	72,2	13,0	97,7	93,7	705,1	1011,4	564,2
Th	28,1	10,3	12,7	6,2	95,7	60,7	88,3
U	12,9	4,6	3,2	5,1	18,8	5,6	7,4

Таблица 2. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования пород массива Ылымах. Ошибки указаны с интервалом $\pm 2\sigma$.

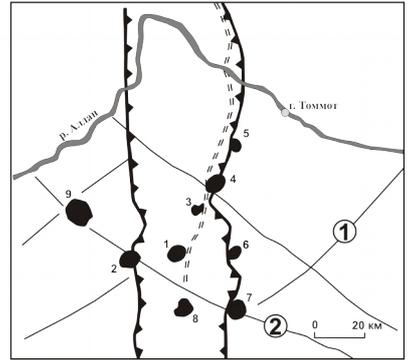
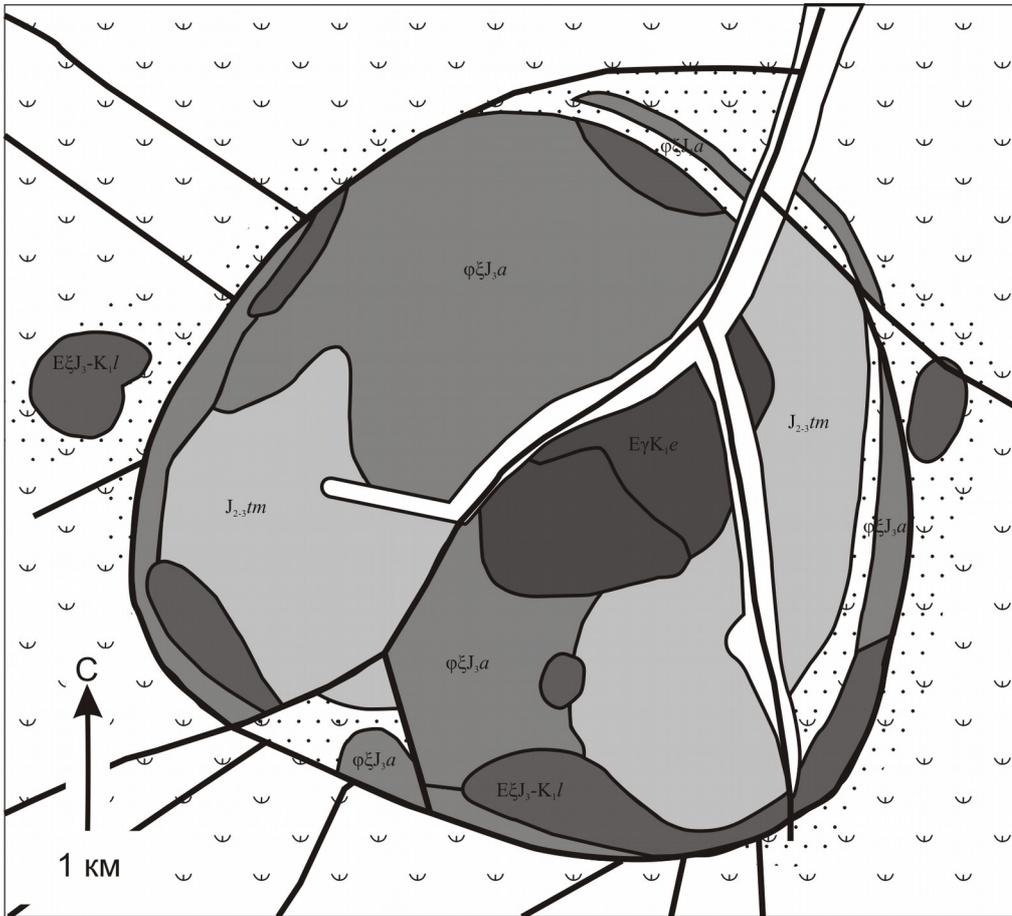
T, °C	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	±	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	±	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	±	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	±	Age (Ma)	±	Cummulative ^{39}Ar , %
2136 флогопит ($J=0.003577\pm 0.000034$, интегральный возраст 135.3 \pm 2.1 млн. лет)											
500	65.3	3.1	0.09	0.07	0.1	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
2156 ПШ ($J=0.003571\pm 0.000033$, 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
2148 ПШ ($J=0.003818\pm 0.000038$, 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
2166 ПШ ($J=0.004632\pm 0.000056$, 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

Таблица. 3. $\delta^{18}\text{O}$ (V-SMOW)‰ в породах комплекса Ыллымах

Порода	Образец	Минерал	$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW)
Фельдшпатоидный сиенит	2136	полевой шпат	7.8
		флогопит	6.1
		пироксен	3.2
Щелочной сиенит	2148	полевой шпат	8.4
Щелочной сиенит	2156	полевой шпат	7.1
		амфибол	5.8
		матрица	8.9

Таблица 4. Изотопный состав Nd и Sr в породах массива Ыллымах.

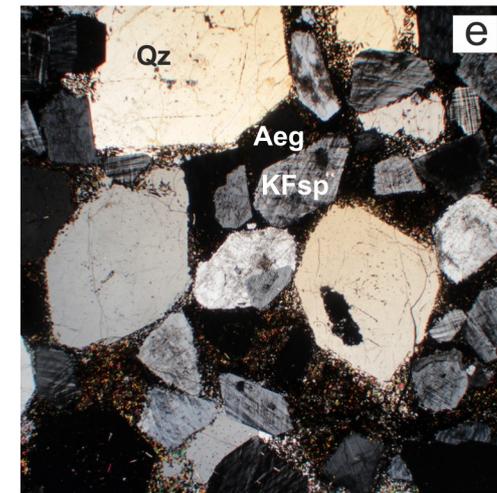
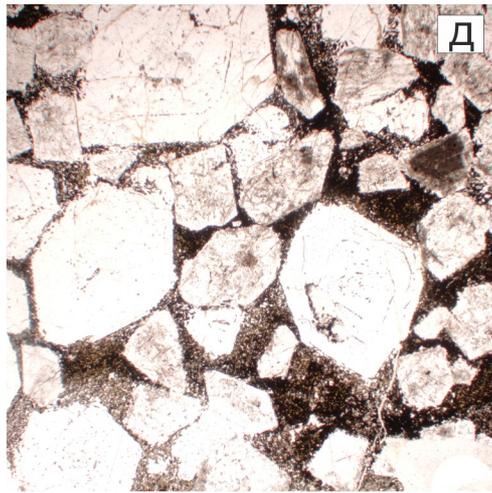
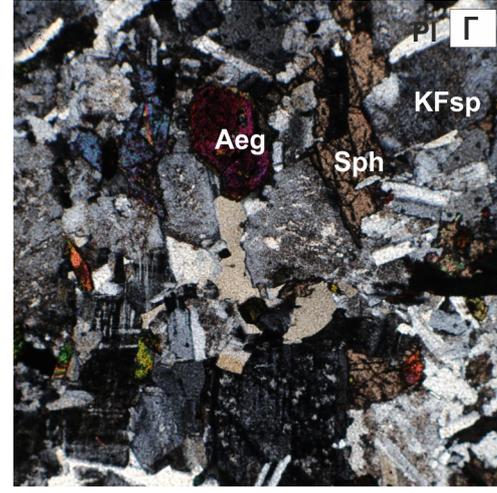
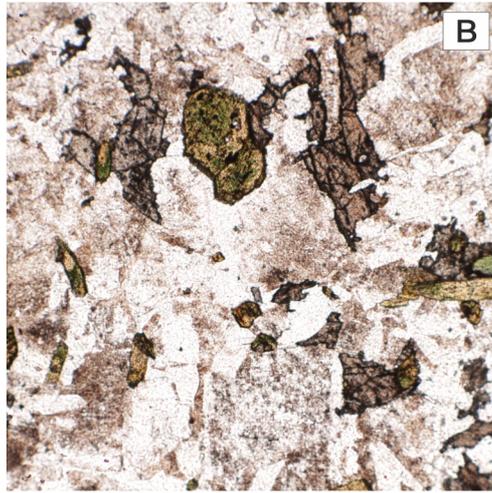
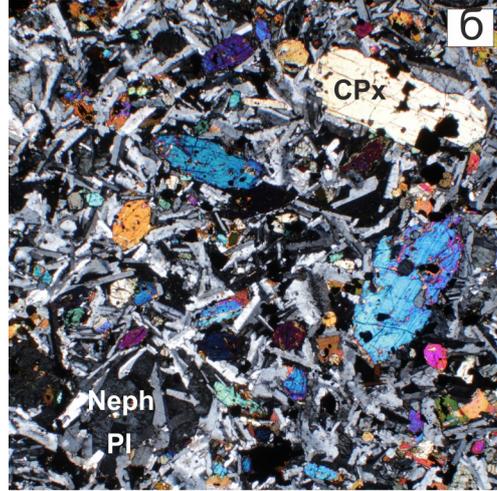
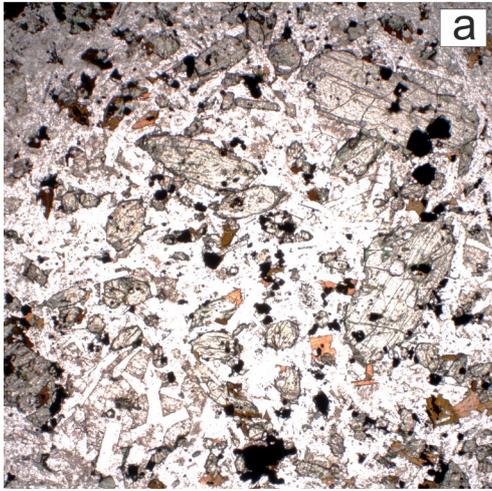
Образец	Sm, ppm	Nd, ppm	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	ε(Nd) _T	T(DM)	Rb, ppm	Sr, ppm	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _T
2140	39.41	216.78	0.109892	0.51186	-13.63	1892	306	1122	0.78906	0.70653	0.70507
2166	0.30	2.31	0.079339	0.511869	-13.14	1453	60.5	15.5	11.31932	0.73016	0.71005
2146	3.23	16.41	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

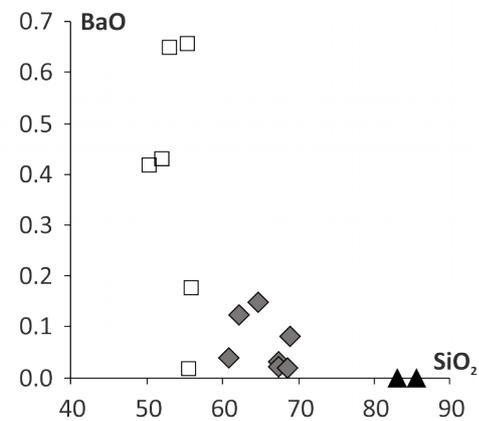
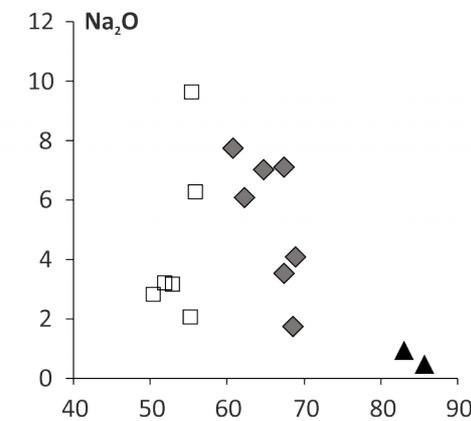
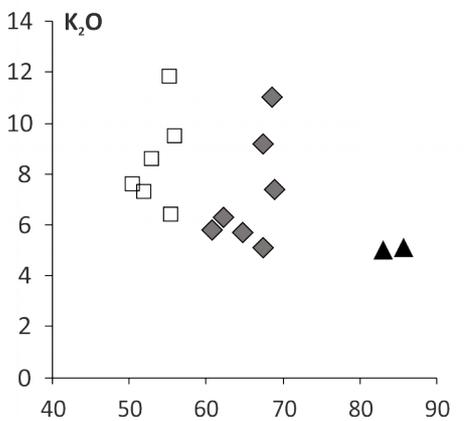
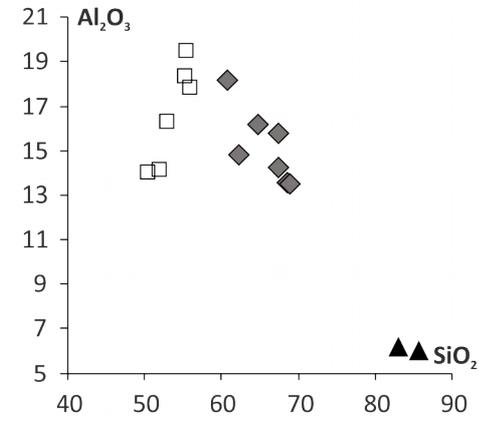
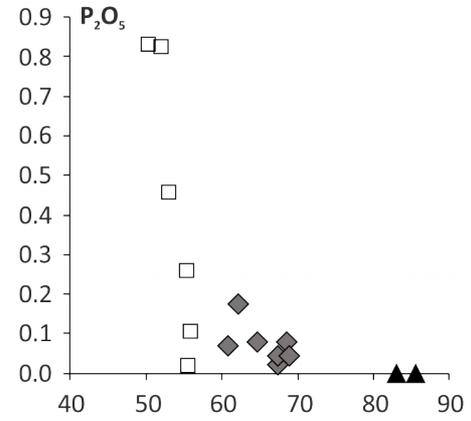
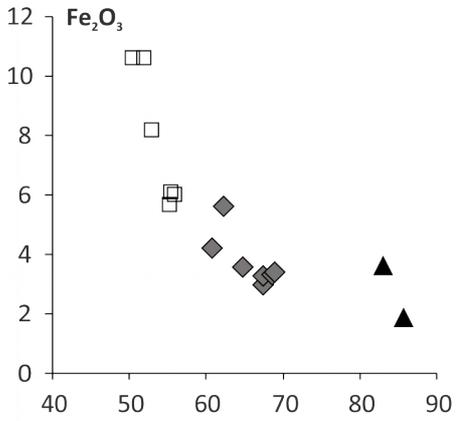
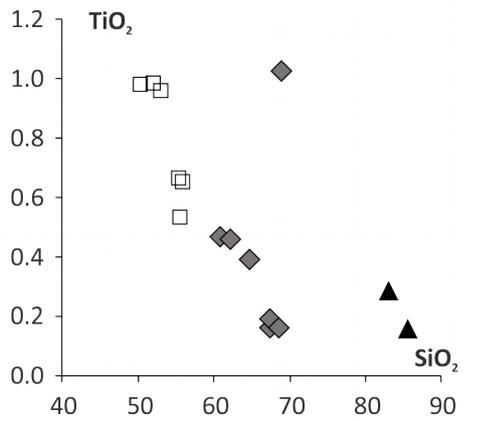
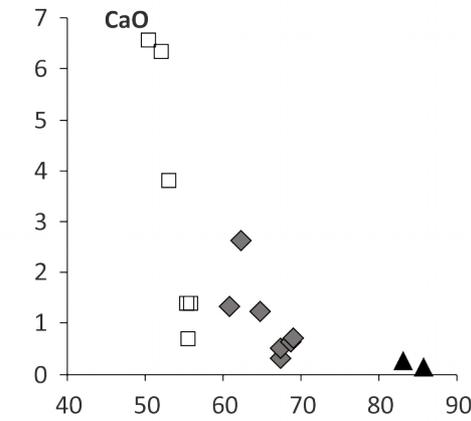
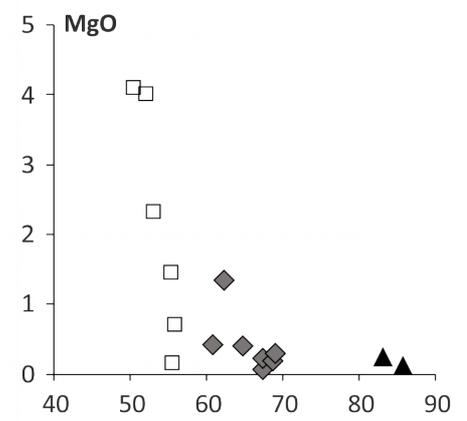
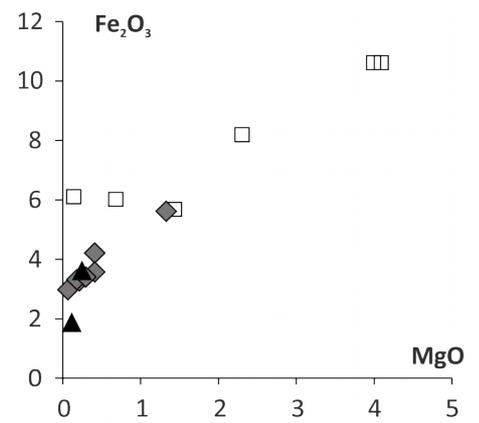
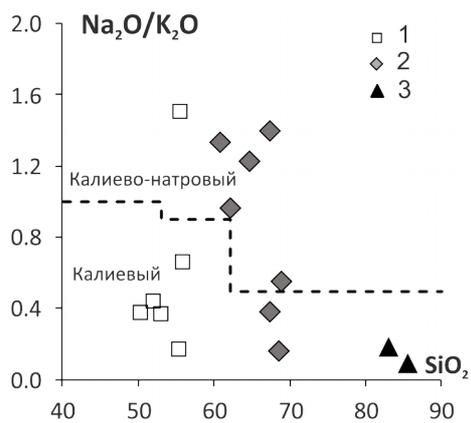
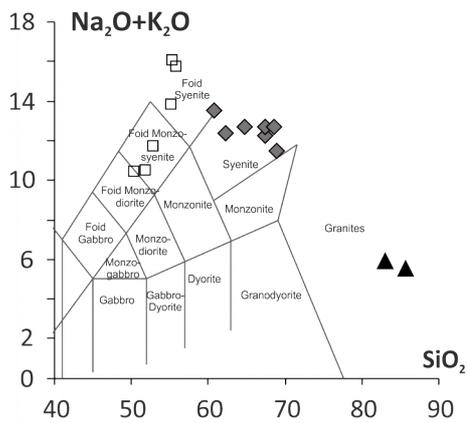


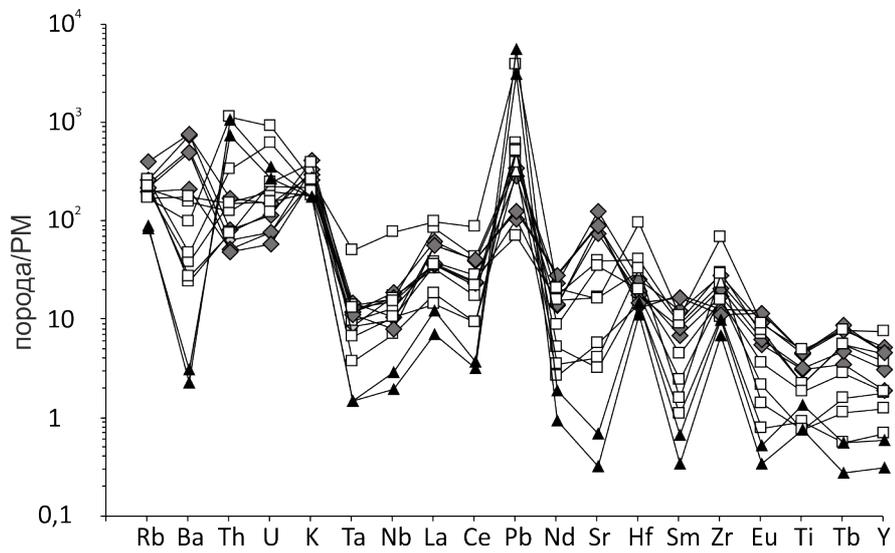
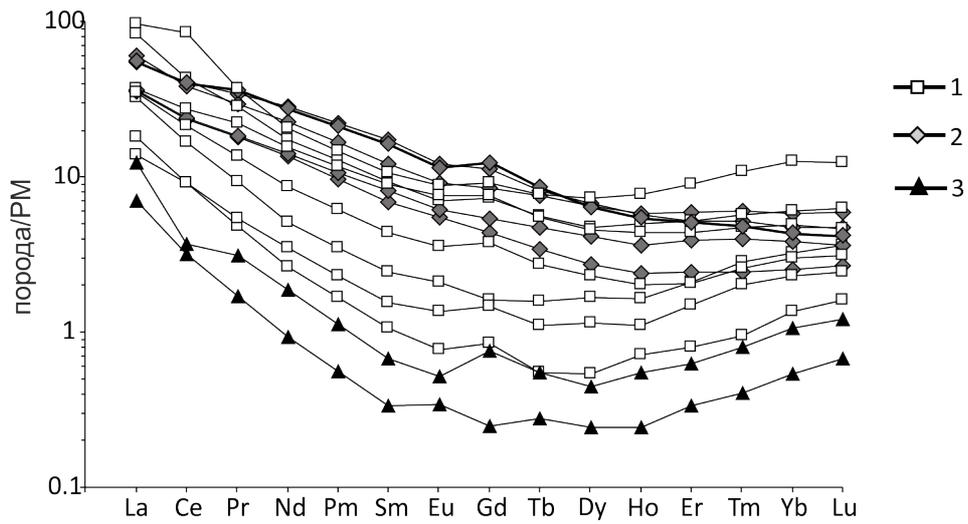
- | | | | |
|---|---|---|---|
|  | 1 |  | 5 |
|  | 2 |  | 6 |
|  | 3 |  | 7 |
|  | 4 |  | 8 |

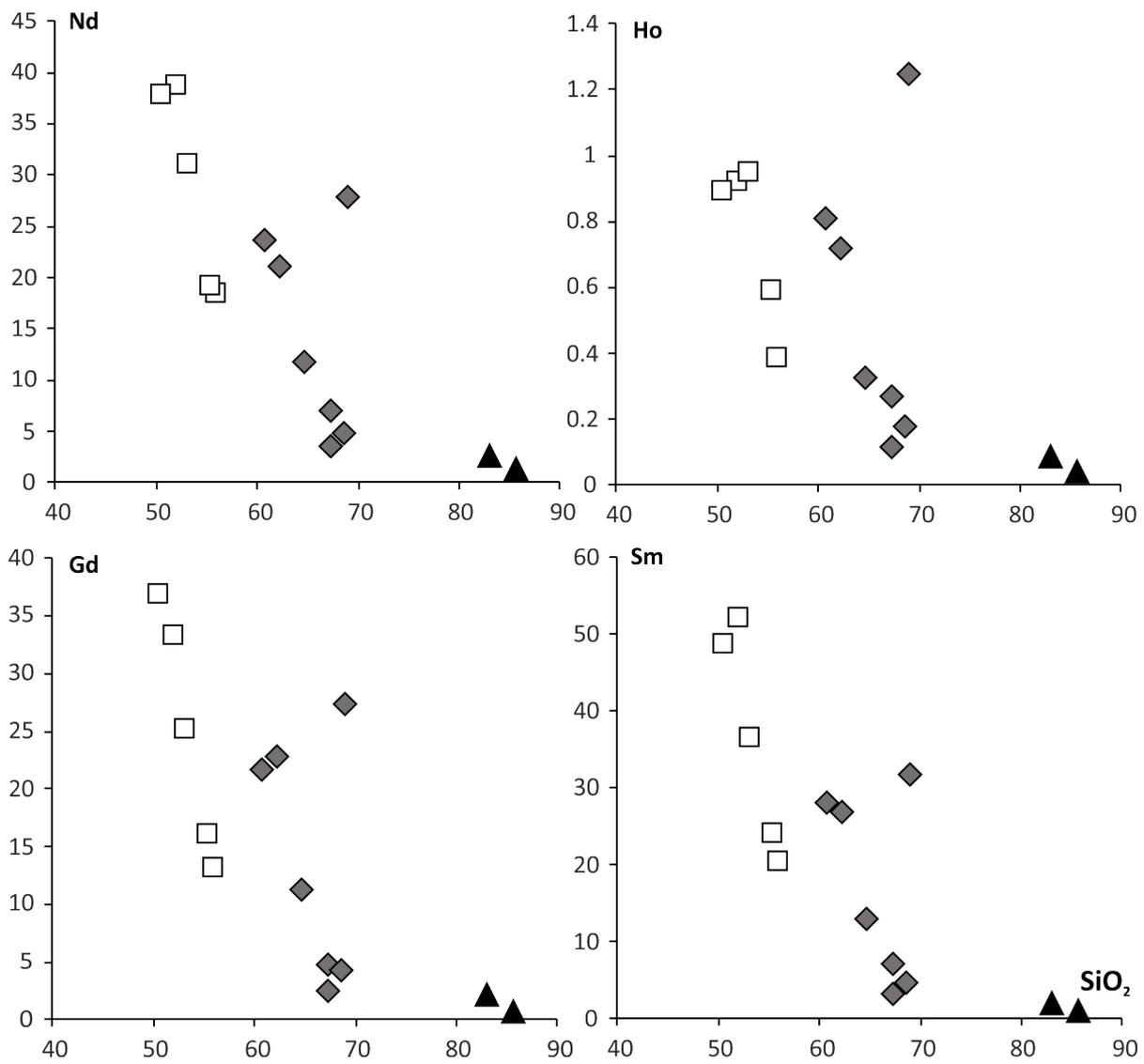
На врезке:

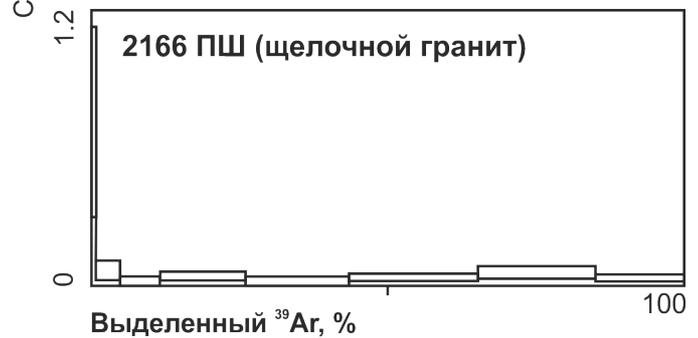
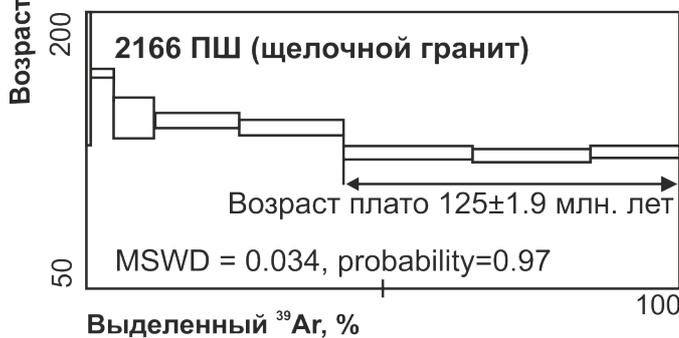
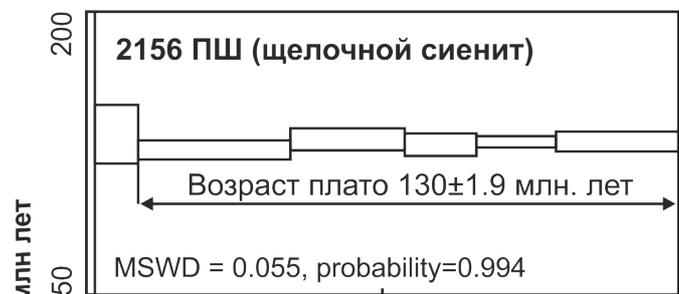
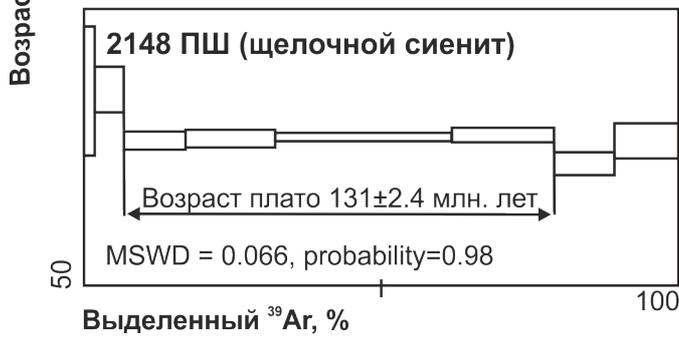
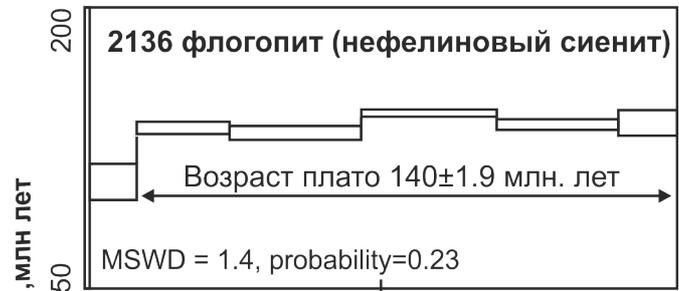
- | | | | |
|---|----|---|----|
|  | 9 |  | 10 |
|  | 11 |  | 12 |

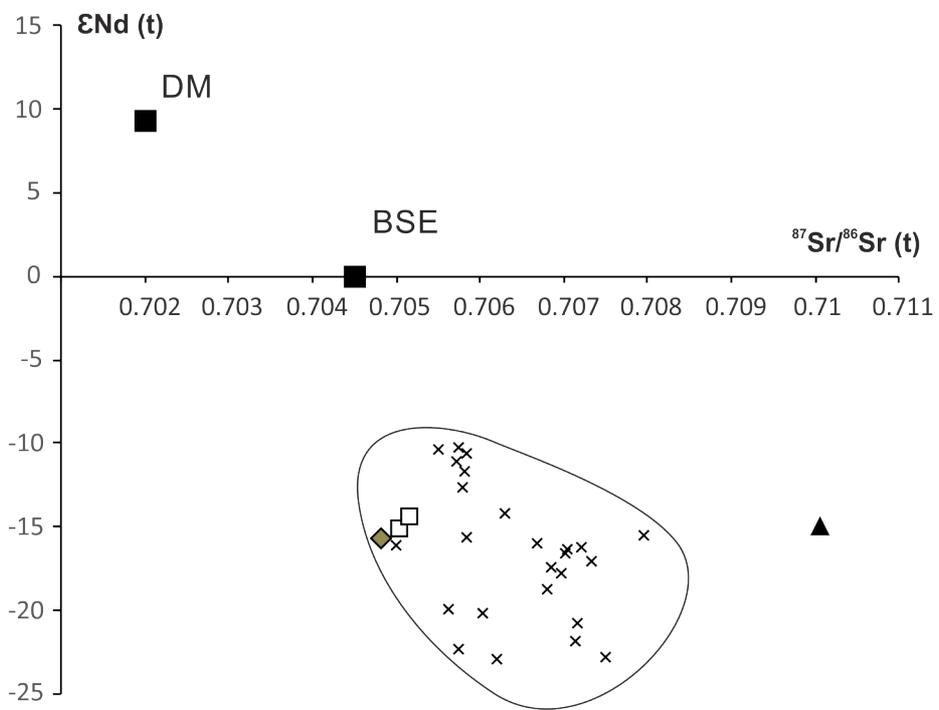


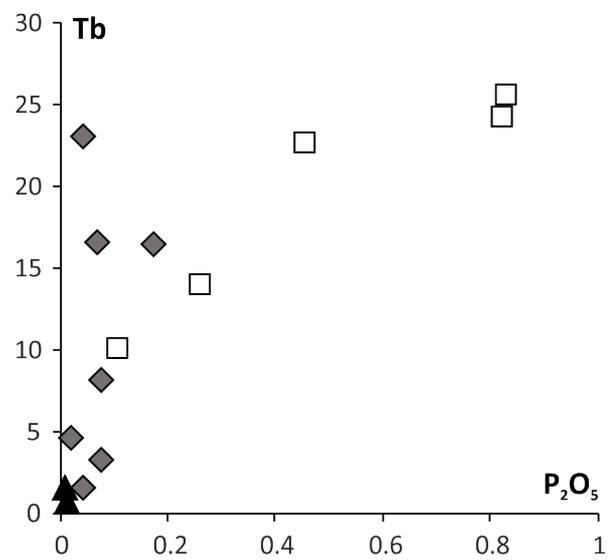
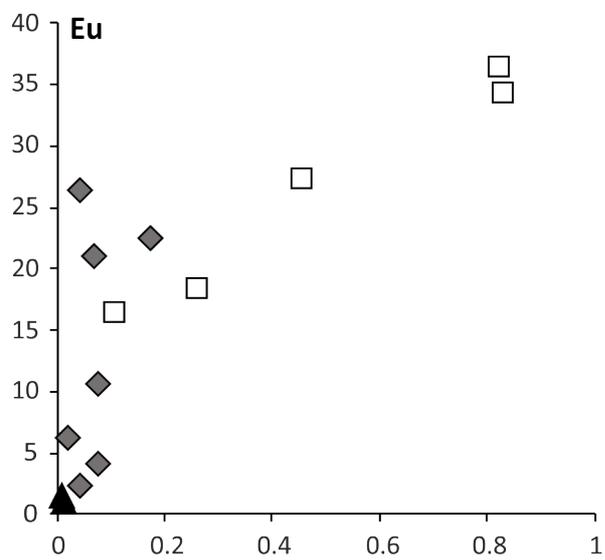
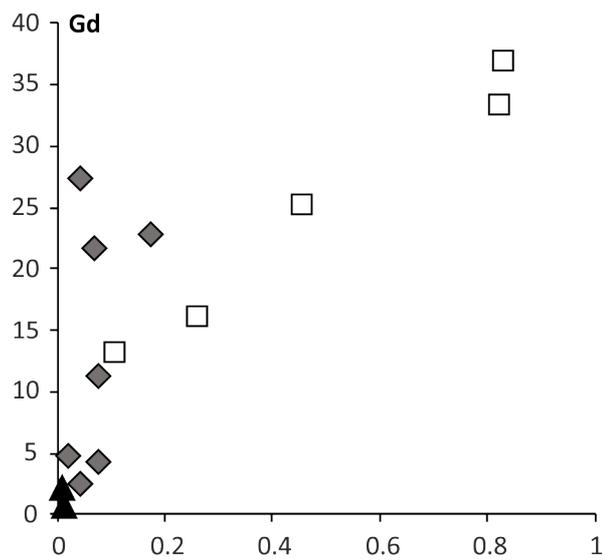
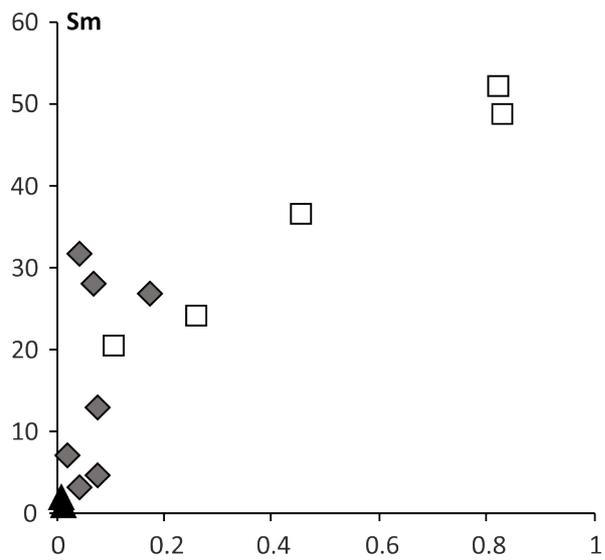












P_2O_5