

УДК 551.11

СОСТАВ И ТЕРМОХРОНОЛОГИЯ ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОВ ИНГУРСКОГО МАССИВА: К ПРОБЛЕМЕ ВЫЯВЛЕНИЯ ФАКТОРОВ, СПОСОБСТВОВАВШИХ ОБРАЗОВАНИЮ РЕДКОМЕТАЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТАХ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

© 2024 г. Д. А. Лыхин^{1,*}, академик РАН В. В. Ярмолюк¹, А. А. Воронцов², Л. О. Магазина¹

Поступило 31.01.2024 г.

После доработки 06.02.2024 г.

Принято к публикации 07.02.2024 г.

В статье рассматривается вопрос о том, какие факторы способствовали формированию редкометальной минерализации в щелочных гранитах Западного Забайкалья. В основу положены результаты сопоставления петро-геохимических характеристик щелочных гранитоидов рядом расположенных рудоносного Ингурского и безрудного Шербахинского массивов. Породы этих массивов образуют общий ряд составов с вариациями от сиенитов до щелочных гранитов (в Шербахинском массиве) и от щелочных гранитов до пегматитов (в Ингурском массиве). Образование этого ряда пород связывается с глубокой дифференциацией общей для обоих массивов исходной магмы, сопровождавшейся последовательным снижением величины магнезиальности и накоплением редких элементов (Be, Ta, Nb, Th, U, HREE) в остаточных расплавах. Наибольших значений они достигают в пегматитах Ингурского массива, в которых появляется редкометальная минерализация. Её образование связывается с тем, что, согласно выполненным термохронологическим исследованиям, Ингурский массив на протяжении 6 млн. лет располагался в области температур от 900° до 500°. Столь длительное его нахождение в области высоких температур сопровождалось не только глубокой дифференциацией остаточных расплавов, но и стимулировало флюидную активность, которая способствовала перераспределению и накоплению рудных элементов в пегматитах.

Ключевые слова: бимодальный и щелочногранитный магматизм, Ta–Nb-минерализация, геохимический состав, возраст, глубокая дифференциация расплавов

DOI: 10.31857/S2686739724060066

Территория Западного Забайкалья является крупной полихронной провинцией щелочно-гранитоидного магматизма [1–3]. В её пределах совмещены проявления позднепалеозойских, ранне- и позднемезозойских щелочных гранитоидов, формирование которых происходило без больших возрастных перерывов в интервале между 300 и 140 млн лет [3]. Причины столь длительной истории их формирования связаны с тем, что регион в позднем палеозое и мезозое неоднократно подвергался воздействию

мантийных плюмов, что определило исключительно высокую продуктивность магматизма в это время и способствовало появлению здесь трёх крупнейших батолитов мира – позднекаменноугольного-раннепермского Ангаро-Витимского, позднепермского-раннетриасового Хангайского и познетриасового-раннеюрского Хэнтэйского [4]. Батолиты стали центрами крупных одновозрастных им зональных магматических ареалов, отвечавших проекциям плюмов на земную поверхность [4]. Внешние зоны ареалов формировались в режиме растяжения и характеризовались бимодальным и щелочно-гранитоидным магматизмом. Территория Западного Забайкалья оказалась в зоне пересечения внешних зон этих зональных ареалов, что и определило длительный и многоэтапный характер щелочно-гранитоидного магматизма в её пределах.

¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской Академии наук, Москва, Россия

²Институт геохимии им. А.П. Виноградова Сибирского отделения Российской Академии наук, Иркутск, Россия

* E-mail: lykhind@rambler.ru

Разновозрастные щелочные граниты Западного Забайкалья обладают близкими особенностями состава, для них типичны повышенные содержания несовместимых редких элементов, что позволяет рассматривать их как потенциально рудоносные в отношении редких металлов и РЗЭ. Действительно, среди проявлений щёлочногранитоидного магматизма известен ряд массивов-месторождений с редкометальной минерализацией [5, 6]. Однако они немногочисленны на фоне широкого распространения щелочных гранитоидов в регионе и, скорее, являются исключением, чем правилом. Для образования рудной минерализации в щелочных гранитах, очевидно необходимы особые геологические условия. В этой статье на примере Ингурского массива рассмотрено, какие факторы способствовали появлению в его породах редкометальной минерализации. В основу работы положены характеристики состава пород массива, а также данные по термохронологии его формирования. Для сравнения будут использованы данные по Шербахтинскому массиву щелочных гранитоидов, который, во-первых, расположен рядом с Ингурским массивом и, во-вторых, по данным [3] является типичным представителем щёлочногранитоидного магматизма в Западном Забайкалье.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Ингурский массив щелочных гранитов (рис. 1) был открыт А.А. Малышевым, а изучением его строения и минерального состава занимались [5, 7, 8]. Массив находится в пределах Витимского плоскогорья в Западном Забайкалье, в среднем течении р. Витим. Его выходы прослеживаются неширокой полосой (5 км) в северо-восточном направлении на расстоянии около 25 км (~100 км²). Контакты массива тектонические и, как правило, проходят по речным долинам. С севера к массиву примыкают граниты баргузинского комплекса. На южном контакте массив перекрыт четвертичными базальтами, а на юго-восточном и юго-западном — конгломератами, гравелитами, песчаниками и горючими сланцами меловой тургинской свиты.

В 5 км к северо-западу от Ингурского массива расположен более крупный (~220 км²) Шербахтинский массив щёлочнополевошпатовых сиенитов и щелочных гранитов. Вмещающими для него являются граниты баргузинского комплекса и гнейсы протерозойской (Pt₁?tl) талалинской свиты [9]. U—Pb (SHRIMP-II)-возраст циркона Ингурского плутона оценен в ~272 млн лет [8],

возраст циркона (SHRIMP RG и LA-ICP-MS) из пород Шербахтинского массива составляет 260 млн лет [3]. По геологическим данным оба массива отнесены к куналейскому комплексу триасового возраста [9]. Отличительной особенностью пород Ингурского массива является то, что с ними связано Верхнеингурское редкометальное Ta—Nb-рудопоявление [5].

Ингурский массив имеет зональное строение, внешнее обрамление представлено щелочными биотит-рибекитовыми гранитами, тогда как центральная часть (~40 км²) сложена разнотекстурными субщелочными биотитовыми, аляскитовыми и арфведсонитовыми гранитами. Встречаются отдельные дайки щелочных гранитов, гранит-порфиров, сиенит-порфиров, диабазов и габбро-диоритов. Особенностью массива являются шлировые пегматиты, которые встречаются в центральной части, но более тяготеют к внешней, северной зоне массива и к разрывным нарушениям субширотного и северо-восточного простирания. С пегматитами связана Ta—Nb-минерализация. Всего выделено семь шлировых пегматитов [5]. Это крупные зональные тела (60×30 м) с кварцевым линзовидным ядром, окружённым блоковым пегматитом, содержащим гнезда с редкометальным оруденением. Наиболее крупными и обогащёнными редкометальной минерализацией являются тела № 1, 2, и 6, которые сосредоточены в зоне разлома отделяющего биотит-рибекитовые граниты от субщелочных биотитовых, аляскитовых и арфведсонитовых гранитов. В пегматитах № 1 и 2 также помимо Ta—Nb-присутствует бериллиевая минерализация.

Биотит-рибекитовые граниты массива — это массивные серовато-розовые средне-крупнозернистые породы с гипидиоморфнозернистой структурой. В составе пород полевые шпаты (микроклин с характерной решёткой (30—40%) и альбит-олигоклаз (30—35%)), кварц (20—30%), биотит (до 5%), амфибол (1%). Акцессорные минералы представлены магнетитом, ильменитом, цирконом, сфеном, ортитом, апатитом, монацитом, касситеритом, топазом, гематитом, эпидотом, лейкоксеном.

Центральная часть массива сложена субщелочными биотитовыми, аляскитовыми и арфведсонитовыми гранитами. Это розовато-бурые средне-крупнозернистые породы с гипидиоморфнозернистой структурой. Они сложены микроклин-пертитом (40—45%), кварцем (30—%), альбит-олигоклазом (20—25%), амфиболом (2—3%), биотитом (2—3%). В арфведсонитовых гранитах

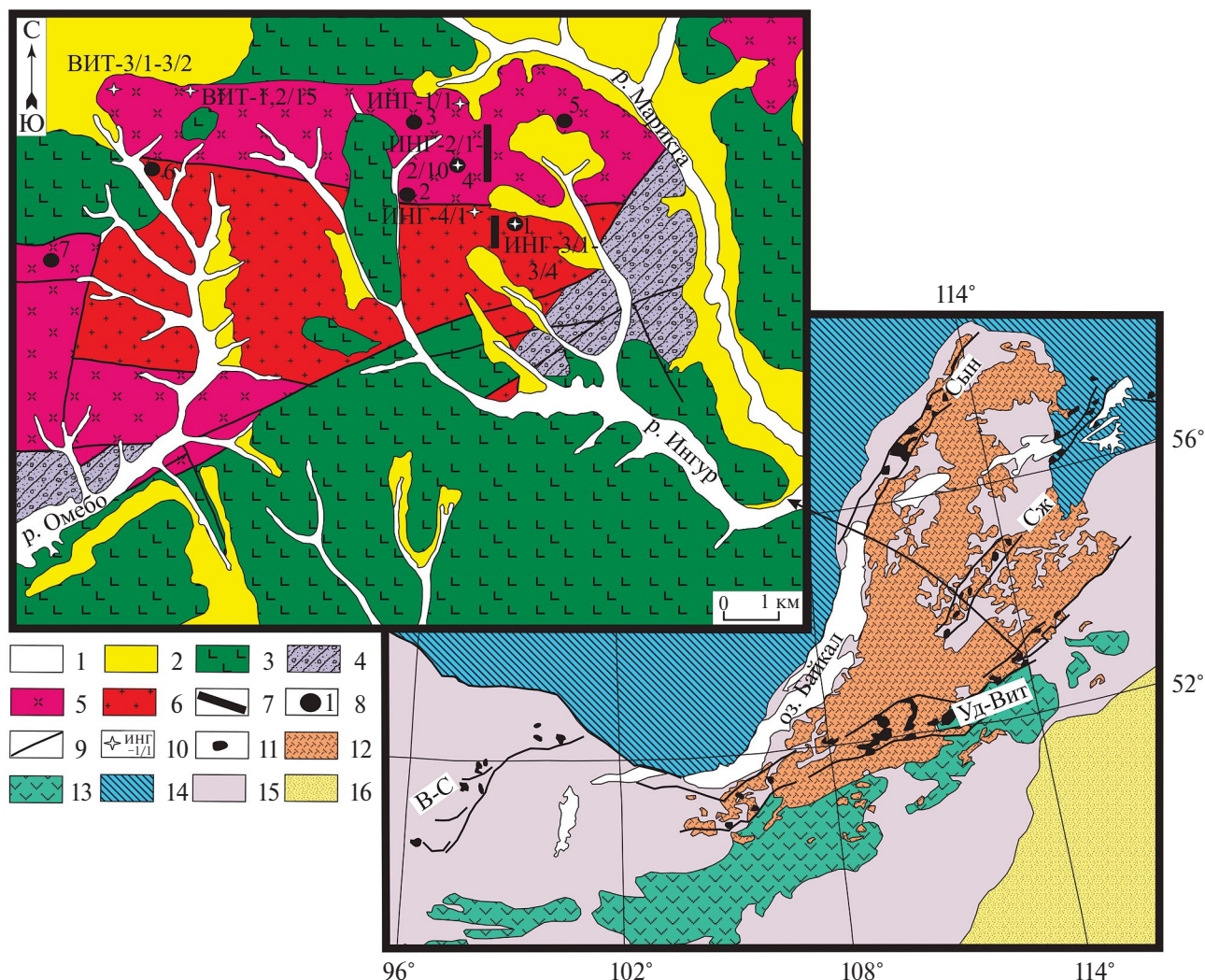


Рис. 1. Схема геологического строения Ингурского массива по [5, 9]. На врезке показано положение района в структурах складчатого обрамления Сибирской платформы. 1 – современные речные отложения: галечники, пески, глины; 2 – четвертичные речные и озерные отложения: галечники, пески, глины; 3 – четвертичные базальты; 4 – раннемеловые отложения, тургинской свиты: конгломераты, гравелиты, песчаники, горючие сланцы; 5–8 – породы Ингурского массива: 5 – щелочные биотит-рибекитовые граниты; 6 – субщелочные биотитовые, аляски-товы и арфведсонитовые граниты, 7 – дайки диабазов, габбро-диоритов; 8 – пегматитовые тела и их номера; 9 – разрывные нарушения; 10 – места отбора проб и их номера; 11–16 – условные к врезке: 11 – массивы щелочных пород и зоны их распространения (Сын – Сыннырская, Уд-Вит – Удино-Витимская, Сж – Сайженская, В-С – Восточно-Саянская; 12 – гранитоиды Ангара-Витимского батолита; 13 – комплексы позднепалеозойских краевых поясов; 14 – Сибирская платформа; 15 – палеоконтинент; 16 – палеоазиатский океан.

содержание амфибола доходит (до 5–7%) при примерно тех же соотношениях остальных поро- дообразующих минералов. Акцессорные мине- ралы в гранитах представлены магнетитом, иль- менитом, флюоритом, галенитом, сфалеритом, касситеритом, цирконом, торитом, апатитом, ортитом, монацитом, топазом и Та–Nb-минералом (ампангабит-самирезитом).

Шлировые пегматиты во внешней, край- не невыдержанной по мощности зоне это

среднезернистые породы с гипидиоморфно- зернистой структурой, в центральной части это уже крупнозернистые породы с субграфиче- ской структурой и гнёздами кварца. Пегма- титы состоят в основном из микроклин-пер- тита (50–60%) с характерной решёткой, кварца (30–40%), альбита (10–20%), амфибола (5%) и биотита (1–2%). Также в пегматитах встре- чаются флюорит, ильменит, галенит, сфалерит, ге- матит, магнетит (часто обогащённого титаном

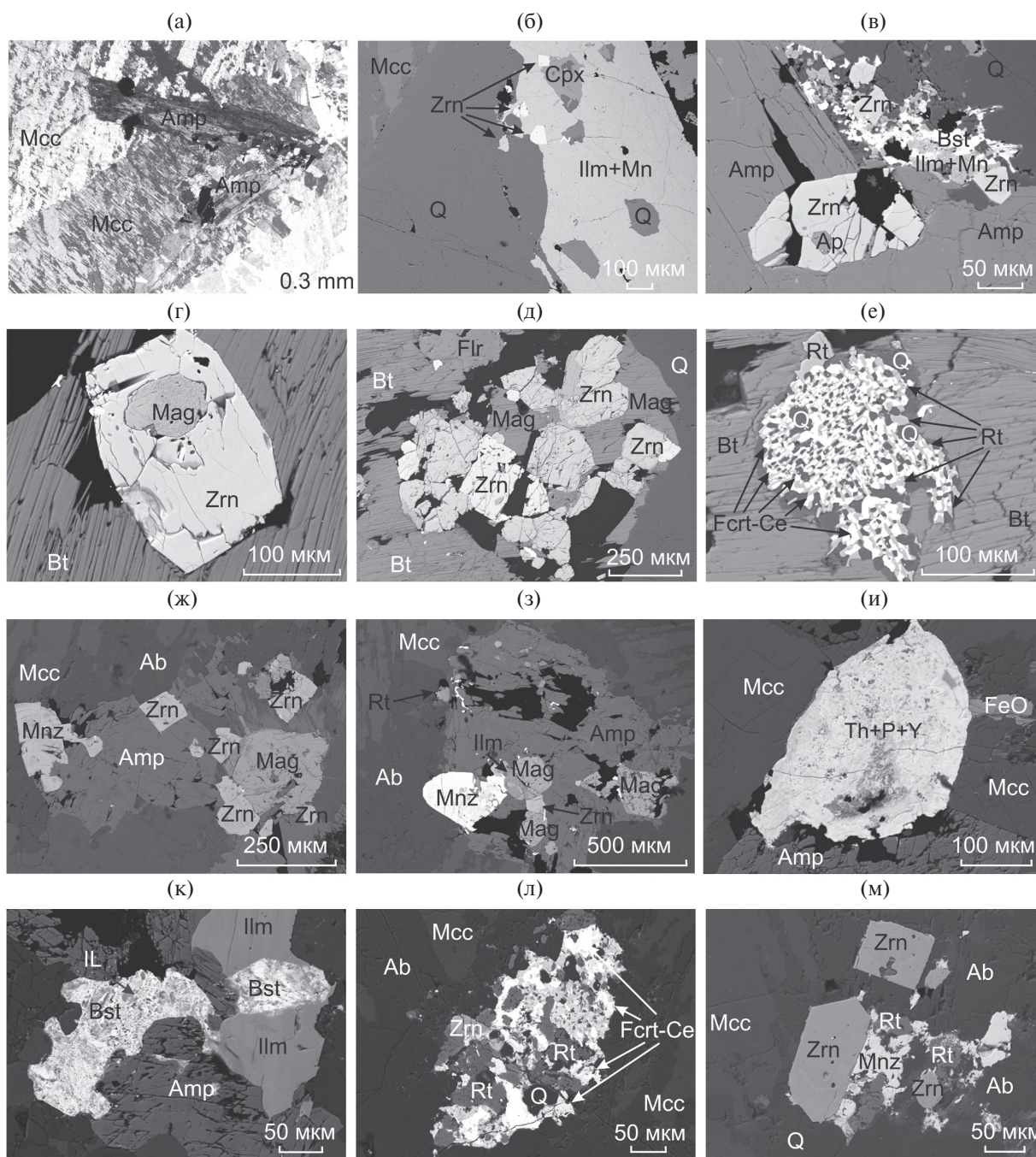


Рис. 2. Фотографии щелочных гранитов а–в (Вит-1/15) и пегматитов г–м (ИГХ-2/3, 2/4, 2/6, 4/1), а – со скрещенными николями; остальные – в отражённых электронах, сделанные на аналитическом сканирующем электронном микроскопе JSM-5610LV с рентгеновским энергодисперсионным спектрометром Oxford INCA 450.

а – биотит-рибекитовые граниты с гипидиоморфнозернистой структурой и идиоморфным амфиболом; **б** – циркон и ильменит с примесью марганца и включениями кварца и пироксена в гранитах; **в** – циркон с включением апатита и ильменит с примесью марганца и фторкарбонатом в сростании с амфиболом; **г** – циркон с включением магнетита в биотите; **д** – сростание кристаллов магнетита и циркона в биотите; **е** – графическое сростание рутила, цериевого флюоцерита и кварца в биотите; **ж** – кристаллы циркона, монацита, магнетита в амфиболе; **з** – кристаллы магнетита, монацита, ильменита и циркона в амфиболе; **и** – метамиктный кристалл неизвестного минерала тория с примесью фосфора и иттрия в сростании с амфиболом; **к** – кристаллы ильменита и полностью распавшегося зерна с примесью Th и REE (предположительно вышеуказанный Th-минерал) в сростании с амфиболом; **л** – распад неизвестного минерала с образованием цериевого флюоцерита со всеми переходными фазами, а так же рутила и циркона; **м** – кристаллы циркона, монацита и рутила в альбит-полевошпатовом пегматите.

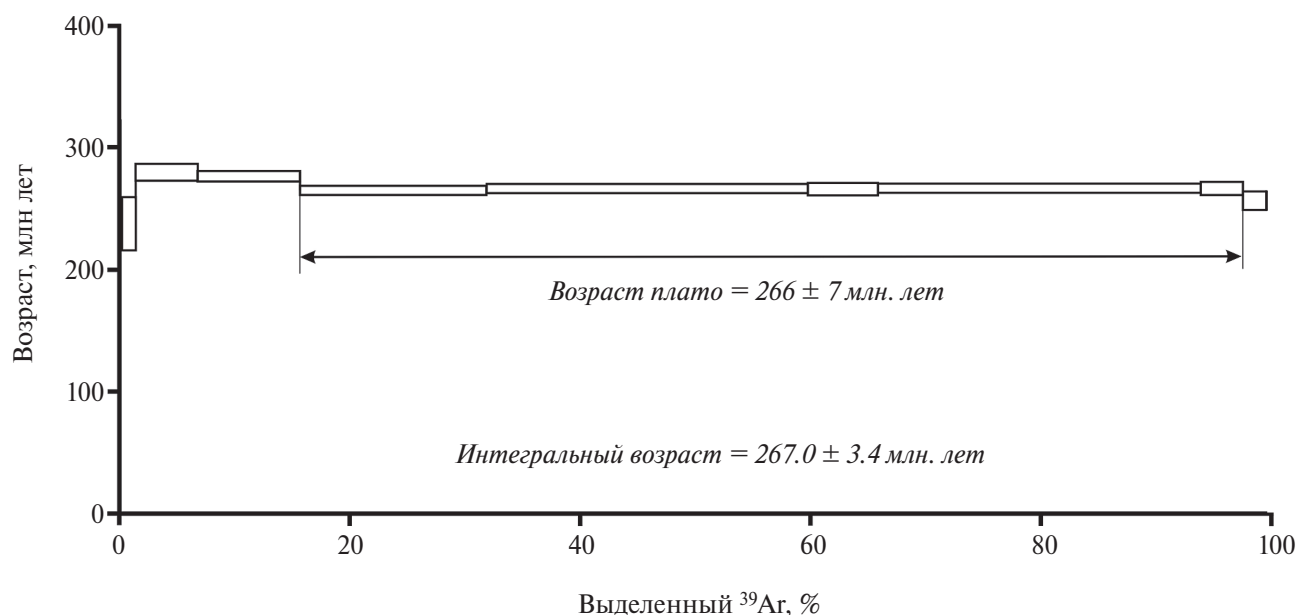


Рис. 3. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -исследования методом ступенчатого прогрева амфибола из гранитов Ингурского массива.

вплоть до титаномагнетита), рутил, касситерит, сфен, анатаз, эпидот, хлорит, циркон, малакон, торит, ферриторит, ксенотим, монацит, бастнезит, редкоземельный карбонат (иттропаризит) а также бериллиевые минералы, представленные гельвином и фенакитом (рис. 2). Та–Nb-минералы в пегматитах имеют метамиктное строение и сложный до конца не выясненный, спорный химический состав. По данным [5, 7] они отвечают самирезиту, который развивается в виде псевдоморфоз по другому Та–Nb-минералу, возможно, ампангабейту. В рутиле и ильмените отмечается присутствие Nb_2O_5 до 3.51 мас. %, ильменит часто обогащён MnO до 12.32 мас. %. Нами также диагностирован цериевый флюоцерит (CeO_2 до 31.85 мас. %) (рис. 2 е, л) и ранее не определённый, метамиктный, ториевый минерал (ThO_2 41.63 мас.%) с примесью P_2O_5 до 13.89 мас. % и Y_2O_3 до 10.42 мас. % (рис. 2 и). Характерными вторичными минералами являются хлорит, гематит, гидроокислы железа и марганца.

ТЕРМОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Возраст пород Ингурского массива, установленный по циркону из щелочных гранитов U–Pb (SHRIMP-II)-методом, составил ~ 272 млн лет [8]. Для оценки длительности его остывания был оценен возраст закрытия K–Ar-изотопной системы в амфиболе из щелочных лейкогранитов

массива. Изотопные исследования проведены в ИГМ СО РАН по методике, описанной в работе [10]. В спектре амфибола около 85% ^{39}Ar образуют хорошо выраженное средне-высокотемпературное пятиступенчатое плато, соответствующее возрасту 266 ± 7 млн лет (рис. 3, табл. 1). Одна более низкотемпературная и три более высокотемпературные ступени, имеют несколько отличный возраст, но общий интегральный возраст, полученный по всем девяти плато, полностью совпадает – 267.0 ± 3.4 млн лет. Таким образом, полученный нами возраст – 266 ± 7 млн лет соответствует возрасту закрытия $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -изотопной системы в амфиболе щелочных лейкогранитов Ингурского массива.

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РУДОПРОЯВЛЕНИЯ

Особенности химического состава биотит-рибекитовых гранитов внешнего обрамления Ингурского массива, аляскитовых и арфведсонитовых гранитов его центральной части, а также пегматиты из первого и четвертого рудных тел отражены в (табл. 2). На диаграмме SiO_2 –($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) (рис. 4) граниты попадают в поле умеренно щелочных лейкогранитов: SiO_2 варьирует от 73.32 до 77.16 мас. %, а $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ колеблется от 8.56 до 9.26 мас. %, при преобладании

Таблица 1. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирования

T °C	t (мин)	$^{40}\text{Ar}(\text{STR})$	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$\Sigma^{39}\text{Ar}$ (%)	Возраст (млн лет) $\pm 1\sigma$	$\pm 1\sigma$
Амфибол ВИТ-3/1, навеска 121.65 мг, J = 0.005042 $\pm$ 0.000053 [*] ; интегр./возраст = 267.0 $\pm$ 3.4 млн лет; возраст плато (825–1050 °C, 81% выделенного ^{39}Ar) = 266.0 $\pm$ 3.5 млн лет													
500	10	19.8 $\cdot 10^{-9}$	106.40	1.01	0.0759	0.0112	0.02	0.59	0.2657	0.0094	1.56	237.3	21.8
650	10	23.1 $\cdot 10^{-9}$	36.74	0.16	0.0136	0.0023	0.20	0.23	0.0120	0.0024	6.86	279.2	6.6
750	10	35.4 $\cdot 10^{-9}$	33.38	0.02	0.0157	0.0014	0.21	0.18	0.0021	0.0006	15.78	275.8	3.6
825	10	61.7 $\cdot 10^{-9}$	32.24	0.03	0.0165	0.0011	0.37	0.04	0.0030	0.0010	31.87	264.8	3.9
875	10	105.4 $\cdot 10^{-9}$	31.82	0.02	0.0135	0.0002	0.48	0.04	0.0009	0.0006	59.71	266.3	3.5
900	10	23.8 $\cdot 10^{-9}$	32.94	0.06	0.0115	0.0016	0.48	0.14	0.0049	0.0018	65.79	265.9	5.4
975	10	106.0 $\cdot 10^{-9}$	31.87	0.03	0.0151	0.0003	0.45	0.03	0.0010	0.0009	93.75	266.6	3.8
1050	10	14.2 $\cdot 10^{-9}$	32.65	0.06	0.0162	0.0014	0.39	0.21	0.0037	0.0019	97.41	266.3	5.4
1130	10	10.4 $\cdot 10^{-9}$	33.73	0.10	0.0182	0.0004	0.64	0.17	0.0117	0.0030	100.00	256.2	7.6

Примечание. * J – параметр, характеризующий величину нейтронного потока.

калия ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} \sim 1.1$), коэффициент агпаитности ($K_a \sim 0.95$). По содержанию K_2O породы в основном отвечают высококалиевой серии, с ростом величины SiO_2 содержание K_2O снижается и наиболее кислые пегматиты попадают в поле умереннокалиевых пород.

Для геохимического спектра гранитов характерно обогащение высокозарядными элементами – Th, U, а также Rb и резкое обеднение Ba, Sr, Ti. Содержание Nb небольшое (до 46 г/т), сумма РЗЭ до 423 г/т. Спектры РЗЭ характеризуются резкой отрицательной Eu-аномалией ($\text{Eu}/\text{Eu}^* \sim 0.19$), и с преобладанием лёгких земель над тяжёлыми $(\text{La}/\text{Yb})_n \sim 7.8$ (рис. 5).

Состав пегматитов (рис. 4) также отвечает полю умеренно щелочных лейкогранитов и лейкогранитов, содержания SiO_2 в них варьирует от 70.96 до 79.07 мас. %, а сумма ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) колеблется от 6.02 до 8.64 мас. % при преобладании калия ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} \sim 1.1$), коэффициент агпаитности ($K_a \sim 0.9$). Пегматиты обогащены высокозарядными элементами – Th, U и Rb и обеднены Ba, Sr, Ti (рис. 5). Содержание Nb достигает 88 г/т, сумма РЗЭ до 777 г/т, спектры РЗЭ в них более разнообразные с чёткой отрицательной Eu-аномалией ($\text{Eu}/\text{Eu}^* \sim 0.21$), с преобладанием лёгких земель над тяжёлыми $(\text{La}/\text{Yb})_n \sim 10$, и с варьирующими соотношениями средних и тяжёлых земель $((\text{Gd}/\text{Yb})_n$ от 0.4 до 1.2).

На графике (рис. 6) показано распределение ряда несовместимых элементов относительно Nb, являющегося высоко несовместимым элементом, который обычно используется в качестве индекса дифференциации составов. Отмечаются линейные зависимости, отвечающие пропорциональному росту Rb, Be, Th, U, а также средних и тяжёлых земель (Yb, Dy) с ростом содержания Nb. Наиболее высокие содержания этих элементов отмечаются в пегматитах с рудной минерализацией. Наблюдаемые зависимости для гранитов и пегматитов различаются особенностью распределения точек составов. Особенно выразительно эти различия отмечаются для Rb (рис. 6), но кроме того для Zr и Hf. В отличие от гранитов в пегматитах эти элементы слабо изменяются с ростом содержания Nb, что вероятно связано с их фракционированием из пегматитового расплава в составе полевого шпата и циркона. Несмотря на эти различия, в целом фиксируемые зависимости типичны для магматических систем, эволюция которых регулируется кристаллизационной дифференциацией общего исходного расплава.

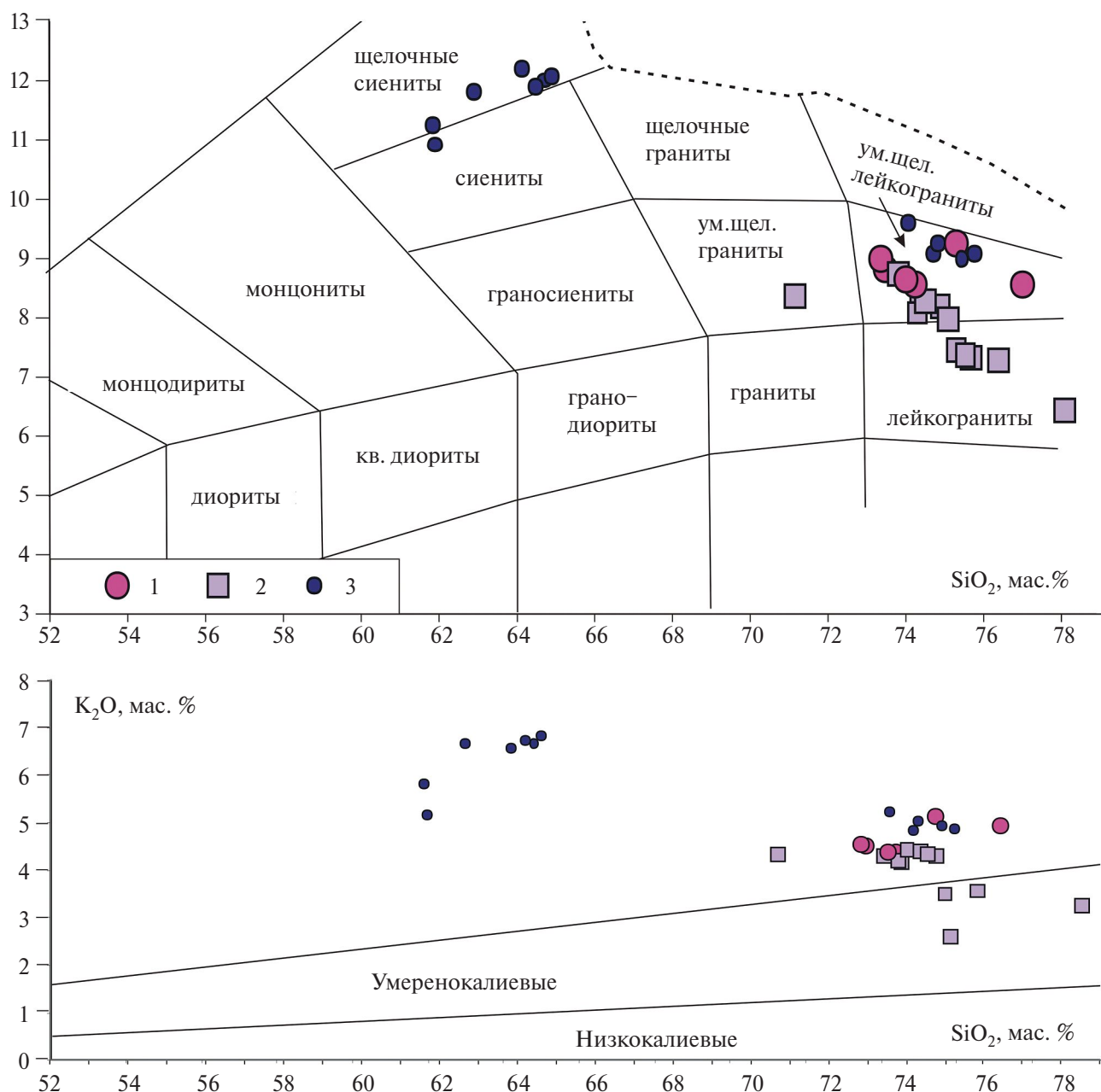


Рис. 4. Составы пород Ингурского массива на петрохимических диаграммах. 1 — щелочные биотит-рибекитовые, аляскитовые и арфведсонитовые граниты; 2 — пегматиты, 3 — составы пород Шербаhtинского массива по [3].

ОБСУЖДЕНИЕ

Приведённые данные позволяют сделать вывод, что формирование пород Ингурского массива было связано с дифференциацией щелочно-гранитоидного расплава и образованием пегматитов на завершающих стадиях этого процесса. Для пород массива получено два значения возраста ~272 млн лет (U-Pb, SHRIMP-II) [8] и ~266 млн лет (Ar-Ar). С учётом параметров закрытия изотопных систем (~800–900°C, циркон,

U/Pb; ~500°C, амфибол) полученные оценки позволяют говорить, что магматические породы массива на протяжении 6 млн лет эволюционировали в диапазоне температур 900°–500°, что должно было способствовать глубокой дифференциации вещества в магматической камере.

Об исходном расплаве, участвовавшем в образовании пород Ингурского массива, можно судить, сопоставляя составы его пород и пород Шербаhtинского массива (рис. 4–7). Сравнение

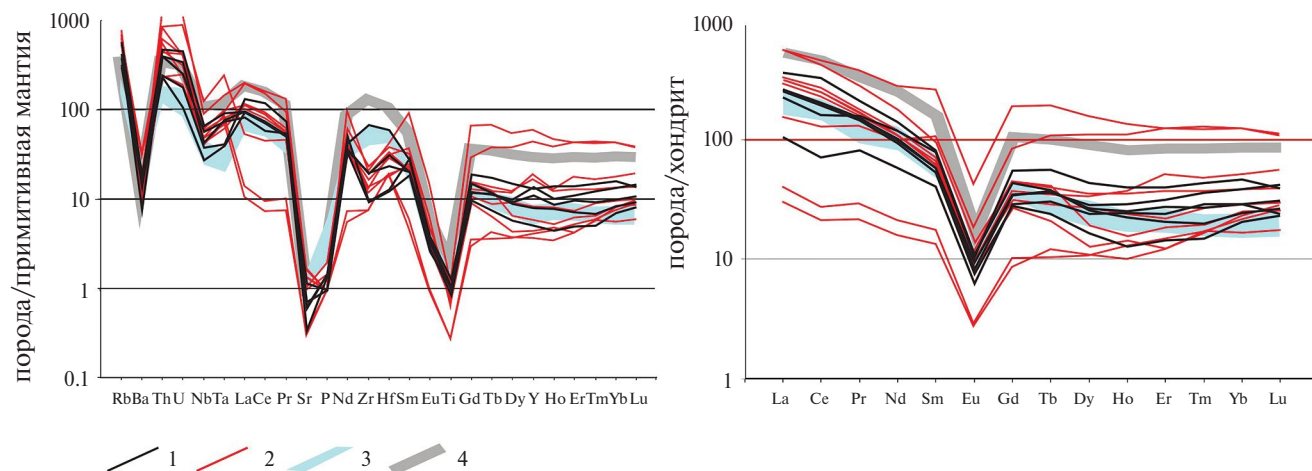


Рис. 5. Графики нормированного распределения элементов-примесей по [11] в гранитах и пегматитах Ингурского массива. 1 – граниты, 2 – пегматиты, 3 – щелочные граниты Шербаختинского массива по [3], 4 – раннемезозойские щелочные гранит-порфиры Центральной Монголии по [12].

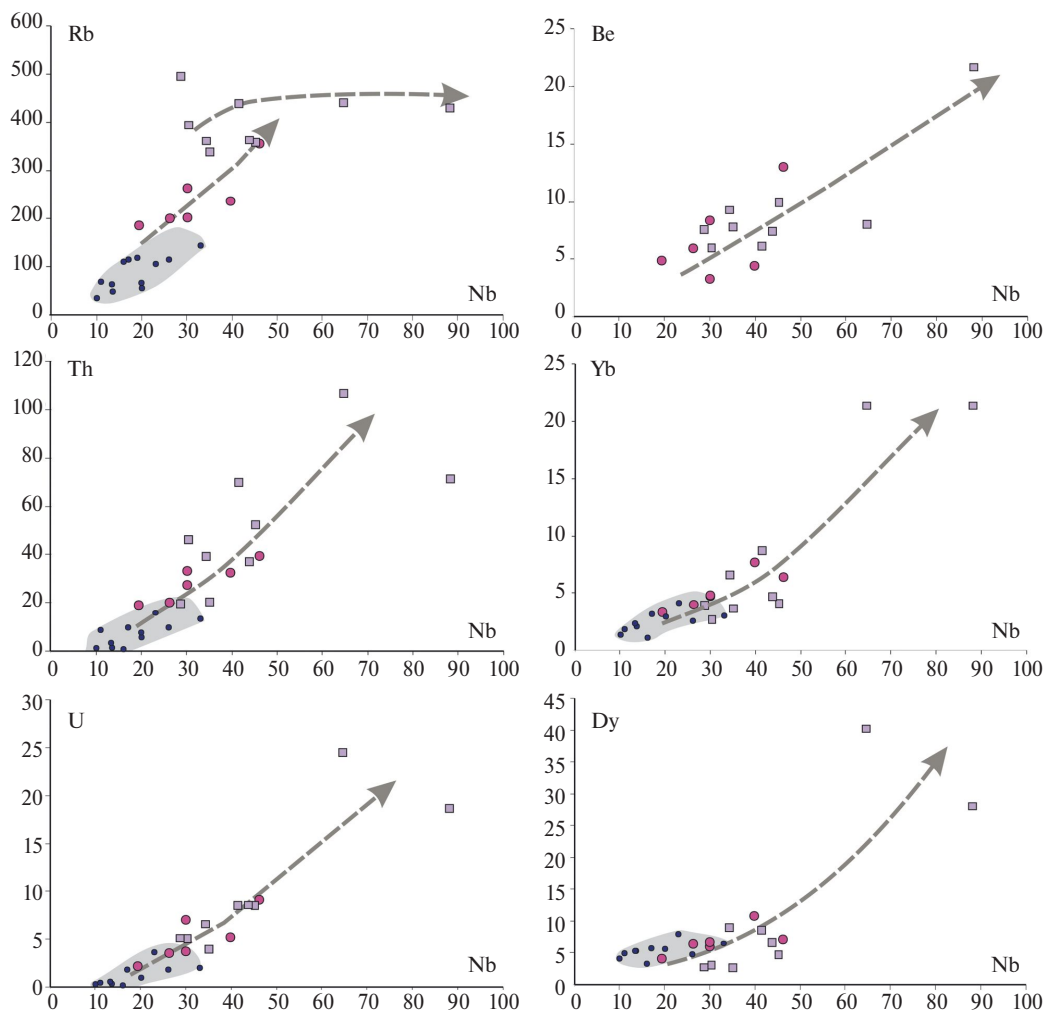


Рис. 6. Распределение несовместимых элементов относительно Nb в породах Ингурского массива. Условные см. рис. 3. Серым цветом выделено поле составов пород Шербахтинского массива на основе данных [3].

Таблица 2. Химический состав (мас. %) и содержания элементов-примесей (г/т) в гранитах и пегматитах Ингурского массива

компоненты	ВИТ-3/1	ВИТ-3/2	ВИТ-1/15	ВИТ-2/15	ИНГ-1/1	ИНГ-4/1
Щелочные биотит рибекитовые, аляскитовые и арфведсонитовые граниты						
SiO ₂	75.38	77.16	74.04	73.45	74.24	73.32
TiO ₂	0.22	0.19	0.22	0.27	0.18	0.21
Al ₂ O ₃	12.74	12.33	12.24	12.47	12.08	12.84
FeO _{общ}	1.84	1.14	3.21	3.51	3.42	3.02
MnO	0.06	0.01	0.094	0.102	0.058	0.089
MgO	0.05	0.05	0.10	0.14	0.05	0.10
CaO	0.20	0.19	0.27	0.33	0.29	0.42
Na ₂ O	4.13	3.64	4.25	4.28	4.16	4.44
K ₂ O	5.13	4.95	4.38	4.51	4.40	4.55
P ₂ O ₅	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02
П.п.п.	0.15	0.35	0.99	0.70	0.91	0.77
Сумма	99.94	100.03	99.84	99.81	99.83	99.80
Na ₂ O+K ₂ O	9.26	8.59	8.63	8.79	8.56	8.99
Ka	0.97	0.92	0.96	0.96	0.96	0.95
K ₂ O/Na ₂ O	1.24	1.36	1.03	1.05	1.06	1.02
Be	4.44	3.30	4.87	5.98	8.38	13
Sc	4.04	2.83	4.49	5.89	3.05	3.52
Ti	1337	1127	1319	1618	1079	1259
V	8.26	7.48	3.11	4.28	2.68	3.33
Cr	78.90	71.20	17.8	16.1	21.5	8.73
Co	0.64	0.83	0.99	1.77	1.52	1.11
Ni	9.79	8.62	4.85	6.87	9.93	5.58
Cu	н/о	н/о	8.54	11	15.8	10.8
Zn	81.50	24.80	95.2	109	85.2	134
Ga	23.50	22.70	27.3	32.3	31.1	26.3
Rb	237.00	204.00	187	201	264	357
Sr	7.19	8.90	12.4	13.1	14.9	24
Y	58.90	37.10	22.9	35.7	49.8	60.7
Zr	747.00	544.00	103	105	216	212
Nb	39.70	30.00	19.3	26.2	30	46.1
Ba	52.5	54.5	103	100	94.6	127
La	55.2	25.6	62.6	89.6	64.5	64.7
Ce	101	44.7	122	208	129	125
Pr	14.7	7.58	13.6	19.8	14.3	14
Nd	56.2	27.5	44	65.9	46.3	47.7
Sm	12	6.13	8.06	12.5	8.8	8.75
Eu	0.6	0.36	0.43	0.63	0.47	0.54
Gd	11.2	5.89	5.71	8.8	6.93	7.09
Tb	1.84	1.01	0.79	1.26	1.22	1.19
Dy	10.9	6.02	4.19	6.5	6.72	7.16
Ho	2.24	1.37	0.72	1.25	1.4	1.630
Er	6.59	3.98	2.36	3.37	4.53	5.2
Tm	1.08	0.72	0.37	0.5	0.68	0.900
Yb	7.71	4.77	3.39	4.02	4.82	6.44

Lu	0.99	0.61	0.59	0.68	0.79	1.07
Hf	18	13.4	3.75	3.94	7.16	9.43
Ta	2.98	2.1	1.6	1.65	3.08	3.71
Pb	8.36	3.83	8.34	13.5	15.1	37.6
Th	32.7	27.5	19.2	20.2	33.3	39.5
U	5.23	3.75	2.2	3.64	7.02	9.19
REE	282.25	136.24	268.81	422.81	290.46	291.37

Примечание. П. п. п. – потери при прокаливании, н/о – не определялось, Ка – коэффициента гпаитности, FeO_{общ} – железо общее.

Продолжение таблицы 2

ИНГ-2/1	ИНГ-2/4	ИНГ-2/5	ИНГ-2/6	ИНГ-2/7	ИНГ-2/8	ИНГ-2/9	ИНГ-2/10
Пегматиты 4 рудного тела							
76.37	70.96	74.31	73.91	75.68	79.07	75.26	75.49
0.06	0.26	0.19	0.17	0.06	0.14	0.06	0.07
11.09	12.83	12.08	12.56	11.69	9.59	10.85	11.16
3.66	3.74	3.53	3.24	4.12	3.41	4.46	4.59
0.028	0.026	0.026	0.055	0.024	0.027	0.031	0.028
0.05	0.10	0.08	0.09	0.04	0.11	0.07	0.06
0.04	1.19	0.39	0.42	0.03	0.20	0.09	0.04
3.72	3.99	4.09	4.33	4.73	2.77	3.14	3.86
3.57	4.33	4.18	4.31	2.60	3.25	4.31	3.50
0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
1.17	2.11	0.79	0.66	0.81	1.08	1.45	0.92
99.80	99.58	99.71	99.79	99.82	99.69	99.76	99.76
7.29	8.32	8.27	8.64	7.33	6.02	7.45	7.36
0.90	0.88	0.93	0.94	0.91	0.84	0.91	0.91
0.96	1.09	1.02	1.00	0.55	1.17	1.37	0.91
7.61	8.04	6.15	9.3	7.81	21.7	н/о	н/о
8.55	2.16	1.27	1.77	7.41	2.77	н/о	н/о
360	1558	1139	1019	360	839	360	420
2.64	4.17	4.21	4.04	3.05	2.78	н/о	н/о
17.4	7.57	13.6	9.81	11.9	14.4	н/о	н/о
1.39	1.31	1.63	1.54	1.29	1.47	н/о	н/о
7.07	6.95	9.77	8.45	7.57	8.19	н/о	н/о
12.1	12.4	16.5	37.3	13.9	13.2	н/о	н/о
390	577	285	198	354	611	н/о	н/о
33	42.1	30.3	31.7	31.6	27.4	н/о	н/о
496	442	439	362	339	430	н/о	н/о
6.91	35.6	28.3	34.3	6.35	14.6	н/о	н/о
16.8	272	85.6	76.1	18.6	200	н/о	н/о
83.4	233	133	153	83.6	148	н/о	н/о
28.6	64.6	41.4	34.2	35.1	88.2	н/о	н/о
71.7	99.4	129	135	63.4	78.2	н/о	н/о
7.3	136	70.7	79.8	9.69	36.8	н/о	н/о
13.1	285	142	168	16.8	80.1	н/о	н/о
2.08	36.8	15.3	17.2	2.8	12.6	н/о	н/о
7.49	133	50.8	56.8	9.93	46.9	н/о	н/о

Продолжение таблицы 2

2.08	40.7	10.3	11	2.7	16.6	н/о	н/о
0.16	2.51	0.54	0.67	0.17	1.09	н/о	н/о
1.79	39.4	7.68	9.24	2.12	17.4	н/о	н/о
0.46	7.3	1.32	1.49	0.39	4.06	н/о	н/о
2.78	40.3	8.62	9.03	2.75	28.1	н/о	н/о
0.57	7.670	2.120	2.01	0.74	6.31	н/о	н/о
2.02	20.9	8.58	6.18	2.49	20.9	н/о	н/о
0.42	3.12	1.23	0.96	0.44	3.28	н/о	н/о
3.95	21.4	8.72	6.64	3.69	21.4	н/о	н/о
0.72	2.89	1.43	1.01	0.66	2.79	н/о	н/о
5.86	12.7	5.89	5.56	5.89	9.6	н/о	н/о
2.97	5.93	3.3	2.78	3.53	9.93	н/о	н/о
389	688	301	68.2	331	582	н/о	н/о
19.6	107	70	39.3	20.5	71.5	н/о	н/о
5.15	24.5	8.57	6.61	4.02	18.7	н/о	н/о
44.92	776.99	329.34	370.03	55.37	298.33	н/о	н/о

Продолжение таблицы 2

ИНГ-3/1	ИНГ-3/2	ИНГ-3/3	ИНГ-3/4
Пегматиты I рудного тела			
74.88	74.24	75.08	74.50
0.18	0.23	0.20	0.16
11.98	12.29	12.03	12.37
3.11	3.38	2.88	3.05
0.045	0.052	0.170	0.036
0.10	0.10	0.08	0.09
0.37	0.01	0.32	0.04
3.79	3.87	3.65	3.85
4.39	4.20	4.33	4.43
0.02	0.04	0.02	0.03
0.92	1.31	1.01	1.21
99.81	99.74	99.79	99.79
8.18	8.07	7.98	8.28
0.92	0.89	0.89	0.90
1.16	1.09	1.19	1.15
н/о	9.95	7.46	6
н/о	4.17	2.93	3.3
1079	1379	1199	959
н/о	6.53	4.65	4.45
н/о	13.1	13.5	13.2
н/о	1.75	1.45	1.82
н/о	6.24	8.48	8.35
н/о	11.5	13.5	13.8
н/о	128	125	107
н/о	33.3	27.6	28.2
н/о	359	364	395
н/о	22	28.2	20.4

Окончание таблицы 2

н/о	26.4	37	20.1
н/о	256	212	184
н/о	45.2	43.8	30.3
н/о	207	212	229
н/о	135	76.5	76.8
н/о	265	157	156
н/о	25.9	15.3	15.4
н/о	82.5	50.4	50.3
н/о	14.1	9.24	9.15
н/о	0.78	0.57	0.48
н/о	9.02	6.28	5.36
н/о	1.34	0.94	0.68
н/о	4.73	6.67	3.14
н/о	0.86	1.32	0.79
н/о	2.99	3.54	2.02
н/о	0.48	0.66	0.43
н/о	4.1	4.72	2.75
н/о	0.64	0.74	0.44
н/о	11.7	10.4	8.78
н/о	3.86	4.05	2.51
н/о	47.1	44.6	35.2
н/о	52.5	37.1	46.3
н/о	8.56	8.61	5.12
н/о	547.44	333.88	323.74

спектров распределения рассеянных элементов в щелочных гранитах обоих массивов (рис. 5) свидетельствует об их большом сходстве. Существующие различия незначительные, так щелочные граниты Шербахтинского массива в целом имеют несколько более низкие содержания Th, U, Nb, Ta и тяжёлых РЗЭ, но более высокие Sr, R, Zr Hf. На графике (рис. 6) составы пород Шербахтинского массива попадают на общие тренды с породами Ингурского массива. Подобное сходство указывает на близость составов расплавов, участвовавших в образовании пород обоих массивов, а также на сходство процессов их дифференциации. Этим представлениям вполне соответствует общая для этих массивов геологическая обстановка — массивы размещены в непосредственной близости в пределах Удино-Витимской зоны каледонид, характеризуются близким возрастом формирования, их породы обладают близкими изотопными характеристиками ($\epsilon(\text{Nd})$ = от -1.5 до -2.7) и близким Nd-модельным двухстадийным возрастом ~ 1.3 млрд лет [3, 8], что указывает на общие для них источники магматизма.

На рис. 7 показано поведение ряда петрогенных окислов и рассеянных элементов в породах обоих массивов относительно величины магнетиальности MgO^* , используемой в качестве индекса дифференциации. Их распределение подчиняется общим трендам, при этом магнетиальность пород Шербахтинского массива является более высокой ($\text{Mg}^* > 10$), чем в породах Ингурского массива ($\text{Mg}^* < 1$), что указывает на их менее выраженную дифференцированность. Соответственно в первых отмечаются более высокие содержания мафических петрогенных элементов (за исключением FeO) и более низкие содержания несовместимых элементов. Обратная корреляция между FeO и Mg^* в породах Ингурского массива характерна для пантеллеритового тренда дифференциации, типичного для глубоко дифференцированных щелочно-гранитоидных расплавов и обусловленного опережающей кристаллизацией полевых шпатов [13].

В целом совокупность составов Шербахтинского и Ингурского массивов образует общую последовательность, которую можно рассматривать как эволюционный ряд составов, возникший при дифференциации магм сиенитового

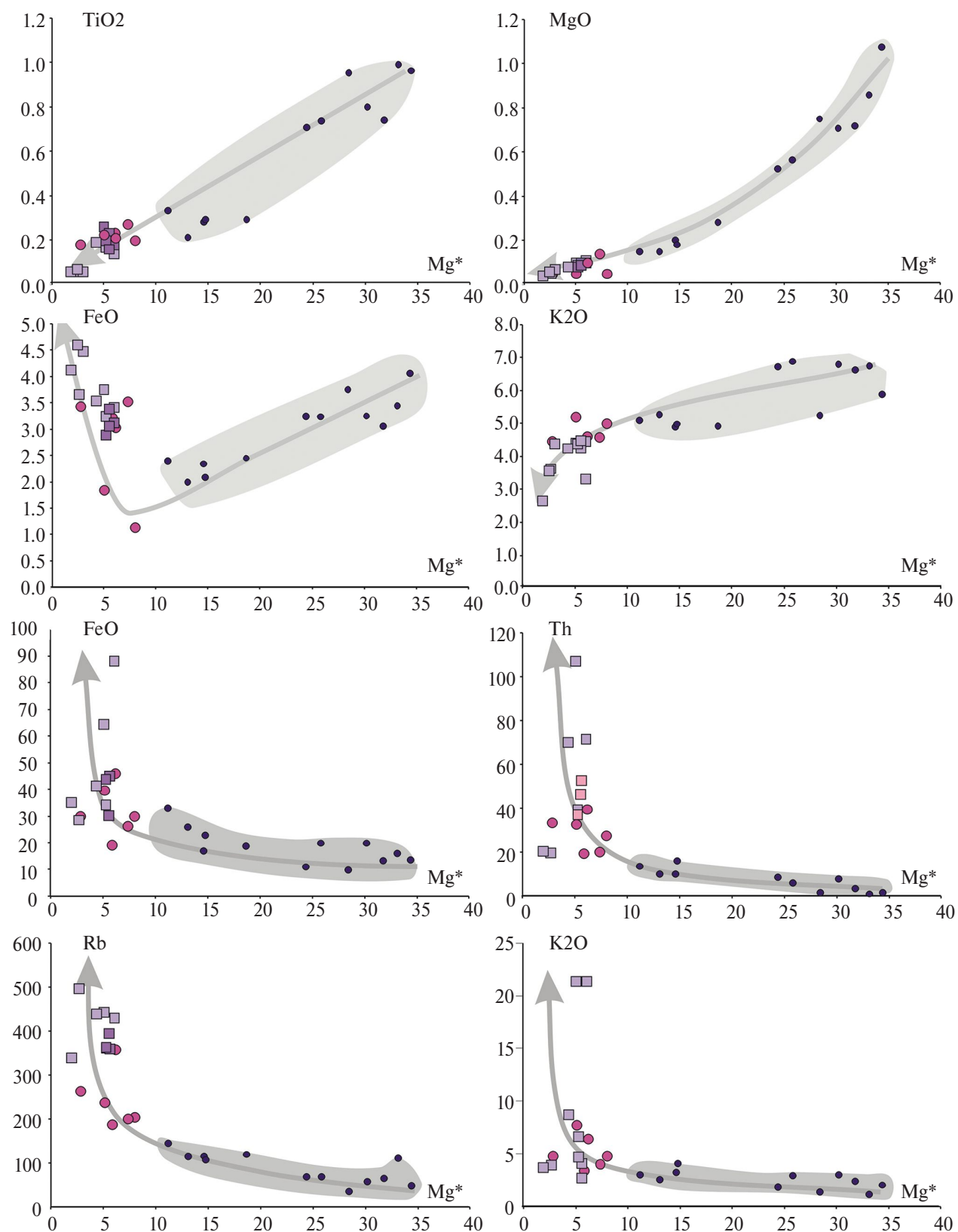


Рис. 7. Распределение петрогенных окислов и несовместимых элементов относительно величины Mg^* в породах Ингурского и Шербактинского массивов. Условные см. рис. 3. Серым цветом выделено поле составов пород Шербактинского массива по данным [3].

состава. При этом породы Шербахинского массива отвечают начальной фазе этого ряда, а породы Ингурского массива его завершению. Недостающие начальные члены подобного эволюционного ряда пород в Ингурском массиве, скорее всего, остались на других уровнях магматической системы. Формирование подобного дифференцированного ряда сопровождалось обогащением остаточных расплавов высоконесовместимыми элементами, наибольших содержаний они достигали в пегматитах. Именно в них появляется редкометальная минерализация.

Наряду с этим отметим, что содержания рудных элементов (Ta, Nb) в конечных дифференциатах щелочно-гранитоидных расплавов сложно назвать экстремально высоким. На рис. 5 для сравнения приведён состав раннемезозойских пантеллеритов — щелочных гранит-порфиров Центральной Монголии [12], которые по сравнению с породами Ингурского массива обладают более высокими содержаниями большинства несовместимых элементов, но, тем не менее, не содержат проявленной редкометальной минерализацией. Тот факт, что в пегматитах Ингурского массива такая минерализация образуется, на наш взгляд, можно связать с длительным пребыванием пород массива в области высоких температур. Это способствовало их флюидной переработке, которая сопровождалась образованием пегматитов, а также перераспределением рудных элементов в предварительно обогащённых ими щелочных гранитах и пегматитах, что вело к образованию редкометальных руд.

Таким образом, изучение рудоносного Ингурского массива позволяет сделать вывод, что образование рудной минерализации в его породах определялось двумя процессами — глубокой дифференциацией расплавов с накоплением рудных элементов в остаточных их производных, а также длительным термостатированием массива в области высоких температур, создавшим условия для флюидной активности и концентрирования рудных элементов в пегматитах.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Аналитические работы выполнены в лаборатории редкометального магматизма ИГЕМ РАН в рамках темы Государственного задания, а геологические исследования проведены в НИР ИГХ СО РАН по теме № 0284-2021-0006.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Воронцов А. А., Ярмолюк В. В. Северо-Монгольская-Забайкальская полихронная рифтовая система

(этапы формирования, магматизм, источники расплавов, геодинамика) // Литосфера. 2004. № 3. С. 17–32. <https://www.lithosphere.ru/jour/article/view/354>

2. Занвилевич А. Н., Литвиновский Б. А., Андреев Г. В. Монголо-Забайкальская щелочногранитоидная провинция. М.: Наука, 1985. 232 с. <https://search.rsl.ru/ru/record/01001255739>
3. Tsygankov A. A., Khubanov V. B., Udoratina O. V., et al Alkaline granitic magmatism of the Western Transbaikalia: Petrogenetic and geodynamic implications from U-Pb isotopic-geochronological data // Lithos. 2021. P. 390–391. 106098. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106098>.
4. Ярмолюк В. В., Козловский А. М., Травин А. В., и др. Длительность формирования и геодинамическая природа гигантских батолитов Центральной Азии: данные геологических и геохронологических исследований Хангайского батолита // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2019. Т. 27. № 1. С. 79–102. <https://doi.org/10.31857/0869-592X27179-102>
5. Булнаев К. Б., Карманов Н. С. Редкометальное оруднение в шлировых пегматитах Ингурского массива щелочных гранитов (Западное Забайкалье) // Геология и разведка. 2005. № 2. С. 24–28. <https://repository.geologyscience.ru>
6. Ярмолюк В. В., Кузьмин М. И. Позднепалеозойский и раннемезозойский редкометальный магматизм Центральной Азии: этапы, области и обстановки формирования // Геология рудных месторождений. 2012. Т. 54. № 5. С. 375–399. <https://naukarus.com/pozdnepaleozoyskiy-i-rannemezozoyskiy-redkometalnyy-magmatizm-tsentralnoy-azii-etapy-oblasti-i-obstanovki-formirovaniya>
7. Горжевская С. А., Луговской Г. П., Сидоренко Г. А. Первая находка Самирезида в Советском Союзе // Докл. АН СССР. 1965. Т. 162. № 5. С. 1148–1151.
8. Рампилова М. Н., Рампилов М. О., Избродин И. А. Особенности вещественного состава и возраст щелочных гранитов Ингурского массива, Западное Забайкалье // Геодинамик и тектонофизика. 2022. V. 13. I. 4. ARTICLE 0647. <https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-4-0647>
9. Государственная геологическая СССР масштаба 1:200 000. Лист N-49-XXIV. Объяснительная записка. М.: ВСЕГЕИ, 1965.
10. Травин А. В., Бовен А., Плотников А. В. и др., ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирование пластических деформаций в Иртышской сдвиговой зоне (Восточный Казахстан) // Геохимия. 2001. № 12. С. 1347–1351.

11. *Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes: magmatism in ocean basalts / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. London: Geol. Soc. (Spec. Publ.), 1989. V. 42. P. 313–346. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
12. *Андреева И.А., Борисовский С.Е., Ярмолюк В.В.* Комендитовые расплавы раннемезозойской бимодальной ассоциации Сант (Центральная Монголия) и механизмы их формирования // Доклады РАН. 2018. Т. 481. № 4. <https://www.elibrary.ru/item.asp?id=36516766>
13. *Перетяжко И.С., Савина Е.А., Карманов Н.С.* Комендиты и пантеллериты вулкана Немрут (Восточная Турция): условия образования и взаимосвязи между трахит-комендитовыми, комендитовыми и пантеллеритовыми расплавами // Петрология. 2015. Т. 23. № 6. С. 624–672. <https://www.elibrary.ru/item.asp?id=24187511>

COMPOSITION AND THERMOCHRONOLOGY OF ALKALINE GRANITES OF INGUR MASSIF: TO PROBLEM OF DETECTION OF FACTORS CONTRIBUTING TO FORMATION OF RARE-METAL MINERALIZATION IN ALKALINE GRANITES OF WESTERN TRANSBAIKALIA

D. A. Lykhin^{1,*}, Academician of the RAS V. V. Yarmolyuk¹, A. A. Vorontsov², L. O. Magazina¹

¹*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

²*A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russian Federation*

**E-mail: lykhind@rambler.ru*

The article considers the question of what factors contributed to the formation of rare metal mineralization in alkaline granites of Western Transbaikalia. It is based on the results of comparison of petro-geochemical characteristics of alkaline granitoids of nearby ore-bearing Ingur and ore-free Sherbakhtinsky massifs. The rocks of these massifs form a common series of compositions with variations from syenites to alkaline granites (in the Sherbakhtinsky massif) and from alkaline granites to pegmatites (in the Ingur massif). The formation of this series of rocks is associated with a deep differentiation of the original magma common to both massifs, accompanied by a sequential decrease in magnesiality and the accumulation of rare elements (Be, Ta, Nb, Th, U, HREE) in residual melts. They reach the highest values in the pegmatites of the Ingur massif, in which rare metal mineralization appears. Its formation is associated with the fact that, according to thermochronological studies, the Ingur massif for 6 million years was located in the temperature range from 900° to 500°. Such a long stay in the region of high temperatures was accompanied not only by deep differentiation of residual melts, but also stimulated fluid activity, which contributed to the redistribution and accumulation of ore elements in pegmatites.

Keywords: bimodal and alkaline-granite magmatism, Ta-Nb mineralization, geochemical composition, age, deep differentiation of melts