

К.Б. БУЛНАЕВ, Н.С. КАРМАНОВ

РЕДКОМЕТАЛЛЬНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В ШЛИРОВЫХ ПЕГМАТИТАХ ИНГУРСКОГО МАССИВА ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОВ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Рассмотрены редкие в природе шлировые пегматиты в массиве щелочных и субщелочных гранитов, зональность строения и особенности размещения. В составе рудных концентраций пегматитов на электронном сканирующем микроскопе с энергодисперсионным спектрометром установлен малоизвестный самирезит в виде псевдоморфоз по другому редкометалльному минералу состава Th-Y-Zr-Nb.

Ингурский массив щелочных и субщелочных гранитов и связанное с ним Верхнеингурское редкометалльное рудопоявление расположены в Западном Забайкалье, в среднем течении р. Витим. Часть интрузивного тела закрыта полями неогеновых плато-базальтов и позднемезозойскими грубообломочными отложениями Ендондинской рифтовой впадины (рис.1).

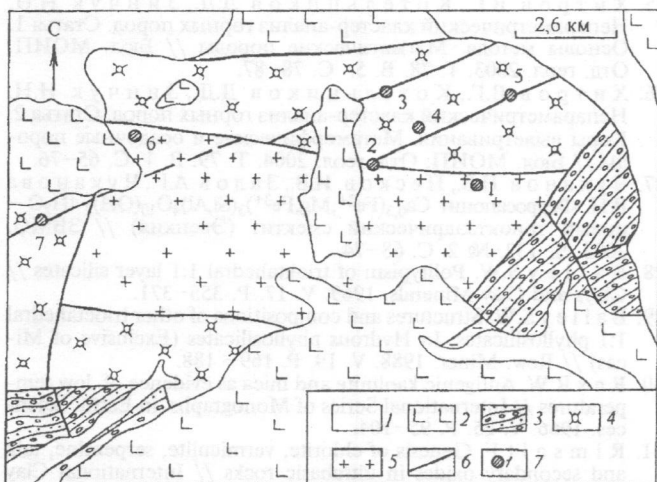


Рис. 1. Схема геологического строения Ингурского пегматитового поля: 1 — современные отложения; 2 — неогеновые базальты; 3 — раннемеловые пресноводно-континентальные отложения; породы Ингурского массива: 4 — щелочные биотит-рибекитовые граниты; 5 — субщелочные биотитовые и аляскитовые граниты; 6 — разрывные нарушения; 7 — пегматитовые тела

Массив выделен геологом А.А. Малышевым при проведении в районе геолого-съёмочных работ. Им же в пределах массива установлены тела «пегматитовых пород» с гнездами рудных минералов с повышенным содержанием ниобия, тантала, редких земель и урана. Для уточнения минерального состава образцы оруденелых пород были переданы автором открытия в ВИМС, где в результате лабораторных исследований установлено, что повышенное содержание в пегматитах редких металлов обусловлено присутствием в них самирезита — редкой структурной разновидности тантало-ниобатов, образующего псевдоморфозы по бетафитугатчеттолиту [1]. Однако в [2] отмечено, что полученная авторами формула тантало-ниобата не достоверна, так как состав минерала непостоянен.

В дальнейшем изучении геологического строения и петрографического состава пород Ингурского массива щелочных гранитов занимались Е.Е. Зеленский и А.Н. Занвилевич с сотрудниками [3], а пегматитов и связанного с ними оруденения — Е.Н. Галанин. Наши исследования были посвящены главным образом выяснению особенностей строения, размещения и рудоносности пегматитовых тел. Проведены значительные аналитические работы по уточнению состава тантало-ниобатов.

Массив гранитоидов

На участке пегматитового поля массив имеет черты грубозонального строения, осложненного рядом тектонических разрывов (рис. 1). Центральную его часть ($\approx 40 \text{ км}^2$) слагают разнозернистые субщелочные биотитовые и аляскитовые граниты, внешнее обрамление — более распространенные щелочные биотит-рибекитовые граниты. В дайковой серии массива отмечаются щелочные граниты, гранит-порфиры, сиенит-порфиры, гронрудиты.

Минеральный состав субщелочных гранитов внутренней части интрузива характеризуется господствующим развитием калий-натриевого полевого шпата и кварца. Из темноцветных минералов присутствует биотит (до 3%).

Щелочные граниты внешней зоны обладают близким минеральным составом, отличаются большим содержанием дымчатого кварца (до 42%) и большим разнообразием темноцветных минералов. Среди последних преобладает катофорит, реже присутствуют эгирин и рибекит [3].

Акцессорные минералы гранитоидов представлены главным образом магнетитом, титаномагнетитом, ильменитом, цирконом, апатитом и сфеном, реже отмечаются ортит, чевкинит, колумбит, бастнезит и касситерит.

Химический состав щелочных и субщелочных гранитов Ингурского массива приведен в табл. 1, из которой следует, что по содержанию главных петрогенных элементов, за исключением щелочей, обе разновидности пород сходны. По-видимому, формирование интрузива происходило в достаточно спокойной геодинамической обстановке в течение двух сближенных во времени фаз. $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ отношение в щелочных гранитах внешней зоны обычно немного превышает 1,0, а в породах центральной части массива оно ниже, варьирует от

Пегматиты

0,70 до 0,79. Отношения окисной и закисной форм железа в первом случае $> 4,13$, $1,35-2,15$ в субщелочных гранитах. Коэффициент агпаитности пород соответственно $0,88-0,92$ и $0,84-0,90$.

Микроэлементный состав гранитов характеризуется относительно повышенной концентрацией Rb (210—290 ‰), Ba (150—275 ‰) и Sr (26—96 ‰) [2]. Li отмечается от знаков до 76 ‰, а Be — 3—11 ‰. Содержания F резко повышены: в щелочных рибекитовых гранитах они составляют 0,20—0,46, в аляскитовых и биотитовых гранитах субщелочного ряда 0,14—0,30 мас. %.

По данным [3], Ингурский массив щелочных гранитов входит в состав крупнейшей в мире Монголо-Забайкальской щелочно-гранитоидной провинции, объединяющей более 350 массивов пермь-триасового возраста. Типично, что в гранитоидах этого мегапояса шлировые пегматиты и связанное с ними уран-тантало-ниобиевое оруденение установлены только в рассматриваемом интрузиве. Не исключено, что массив принадлежит к другому, более молодому, комплексу интрузивных пород. Это тем более возможно, что возраст гранитоидов точно не установлен. Близкие по структурной позиции и составу щелочные граниты на юге Витимского плоскогорья не единичны. Можно предположить, что с их дезинтеграцией и выщелачиванием в зоне гипергенеза связано образование недавно выявленных здесь урановых месторождений (Хиагинская группа) гидрогенного происхождения.

Таблица 1

Химический состав гранитов Ингурского массива (мас. %), Li, Rb, Be (‰)

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	72,73	73,15	72,78	74,32	74,54	74,74
TiO ₂	0,39	0,33	0,24	0,24	0,21	0,19
Al ₂ O ₃	12,08	12,98	13,44	12,90	12,93	12,73
Fe ₂ O ₃	2,97	2,83	2,45	1,14	1,08	1,28
FeO	0,72	0,68	0,25	0,53	0,80	0,79
MnO	0,18	0,10	0,12	0,11	0,06	0,06
MgO	0,30	0,25	0,27	0,15	0,25	0,15
CaO	0,83	0,60	0,65	0,75	0,88	0,56
Na ₂ O	4,23	4,26	4,13	3,40	3,62	3,93
K ₂ O	3,89	4,05	4,11	4,86	5,11	4,93
P ₂ O ₅	0,02	0,01	0,03	0,03	0,03	0,01
nnn	0,94	0,74	1,36	0,91	0,76	0,74
F	0,46	0,20	0,30	0,30	0,28	0,14
Сумма I	99,74	100,18	100,13	99,64	100,55	100,25
O = F ₂	0,19	0,08	0,13	0,13	0,12	0,06
Сумма II	99,55	100,10	100,00	99,51	100,43	100,19
Na ₂ O/K ₂ O	1,09	1,05	1,00	0,70	0,71	0,79
Fe ₂ O ₃ /FeO	4,13	4,16	9,80	2,15	1,35	1,62
Ka	0,92	0,88	0,84	0,85	0,89	0,90
Li	37	31	н.обн.	7	30	70
Rb	210	250	»	290	260	150
Be	3	5	»	11	5	8

Примечание. 1—3 — щелочные рибекитовые граниты; 4—6 — субщелочные биотитовые и аляскитовые граниты; Ka — коэффициент агпаитности. Анализы выполнены в химической лаборатории Геологического института СО РАН (г. Улан-Удэ).

В пределах Ингурского массива щелочных и субщелочных гранитов выявлены семь тел шлировых пегматитов с редкометалльной минерализацией (рис. 1), в пространственном размещении которых наблюдается приуроченность к разрывным нарушениям субширотного и северо-восточного простираний. Три из них (1, 2 и 6), отличающиеся более крупными размерами и несущие наиболее богатое редкометалльное оруденение, сосредоточены в зоне разлома, отделяющего щелочные граниты от субщелочных. Остальные четыре выхода пегматитов приурочены к локальным разломам северо-восточного направления и залегают среди дробленых щелочных гранитов внешней зоны. Независимо от этого все пегматитовые тела имеют одинаковый минеральный состав и сходное, проявленное в разной степени зональное строение. Поэтому рассмотрим одно из тел, наиболее характерное и отличающееся максимально интенсивным оруденением.

Пегматитовое тело 1 залегают среди крупнозернистых субщелочных аляскитовых гранитов, имеет эллипсоидальную форму, вытнуто в северо-восточном направлении (рис. 2). Протяженность его по простиранию 60 м, максимальная мощность 20 м.

В строении пегматитового тела наблюдается наиболее полная и отчетливо проявленная структурная зональность. Внешняя, крайне невыдержанная по мощности (0—6 м) зона сложена мелкозернистым, местами гипидиоморфнозернистым пегматитом графической структуры. В ее составе отмечаются микроклин-пертит (65—75%), кварц (25—35%) и примесь биотита. Акцессорные минералы представлены малаконом и флюоритом.

Следующая, более выдержанная по мощности зона сложена грубозернистым пегматитом. На выклинивании тела по простиранию, где широко развиты образования внешней зоны, она контактирует с графическим пегматитом, а в центральной час-

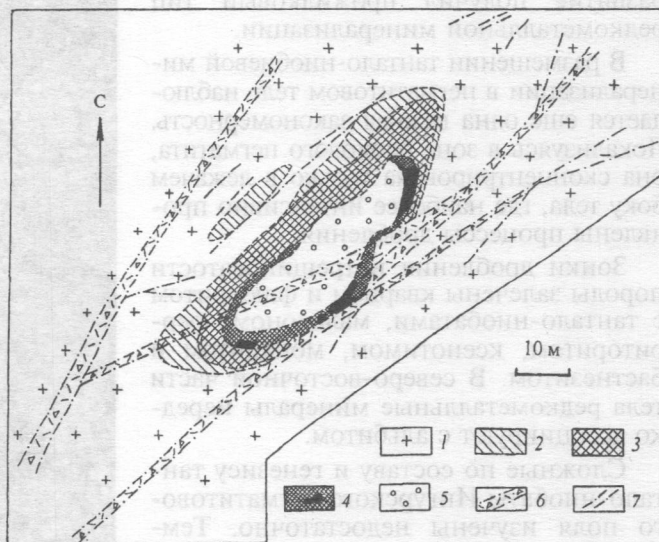


Рис. 2. Строение шлирового пегматитового тела 1: 1 — субщелочные граниты; пегматит, зоны: 2 — мелкозернистая, 3 — грубозернистая, 4 — блоковая с гнездами редкометалльного оруденения, 5 — кварцевое ядро, 6 — зоны дробления и катаклаза пород, 7 — трещины скола

ти шлира — непосредственно с вмещающими гранитами. Мощность зоны более или менее выдержана в висячем боку тела (3—8 м), с переходом к лежащему, юго-восточному, боку сокращается до 0,4 м, а затем падает до 0.

Ближе к центру тела зона грубозернистых пегматитов сменяется менее мощной, прерывистой по простираанию зоной блокового пегматита. Сплошное развитие и наибольшую мощность (до 2,2 м) зона имеет в лежащем боку шлира. С переходом к противоположному боку мощность ее резко уменьшается, а в северной половине этой части тела зона отсутствует.

Зона блокового пегматита сложена крупными обособлениями микроклин-пертита (85—95%), кварцем (5—10%) и рибекитом (3—5%). В составе акцессориев установлены ильменит, тантало-ниобат, малакон, торит и бастнезит. Флюорит отмечается в виде идиоморфных зерен, корродирующих агрегаты микроклин-пертита. Иногда минерал slagает тонкие ветвящиеся прожилки.

Центральная часть пегматитового тела 1, > 1/3 его объема, представлена эллипсоидальным кварцевым ядром, которое контактирует с грубозернистой и блоковой зонами. Размер ядра составляет в среднем 10×36 м.

Тела шлировых пегматитов, развитые среди щелочных биотит-рибекитовых гранитов, имеют преимущественно округлую форму, диаметр ≈ 30 м. Кроме того, для них характерно отсутствие зоны блокового пегматита. В небольшом (до 12,0 м) кварцевом ядре с вкрапленностью флюорита отмечаются крупные, хорошо ограненные кристаллы щелочного амфибола-рибекита.

Оруденение

Редкометалльная (Ta-Nb) минерализация сосредоточена полностью в зоне блокового пегматита, носит гнездовый характер, приурочена к участкам брекчирования зоны, ближе к контакту ее с кварцевым ядром (рис. 2). Меньшее развитие получил прожилковый тип редкометалльной минерализации.

В размещении тантало-ниобиевой минерализации в пегматитовом теле наблюдается еще одна важная закономерность. Локализуясь в зоне блокового пегматита, она сконцентрирована только в лежащем боку тела, где наиболее интенсивно проявлены процессы дробления.

Зонки дробления и трещиноватости породы залечены кварцем и флюоритом с тантало-ниобатами, малаконом, ферритом, ксенотимом, монацитом и бастнезитом. В северо-восточной части тела редкометалльные минералы нередко ассоциируют с альбитом.

Сложные по составу и генезису тантало-ниобаты Ингурского пегматитового поля изучены недостаточно. Темно-бурая опаловидная разновидность минерала впервые описана Г.П. Луговским (ВИМС) как ампангабит. По определению С.А. Горжевской и др. [1], минерал представлен вторичным по ге-

незису крайне редким в природе самирезитом, известным только в пегматитах о. Мадагаскар [2]. Вторичное происхождение самирезита авторы связывают с тем, что минерал имеет тетрагональную симметрию, отмечается в виде псевдоморфоз по кубическому тантало-ниобату типа бетафита-гатчеттолита.

В кварцевом ядре центральной части шлира Ta-Nb минерализация не установлена. Перекристаллизованный крупнозернистый серый кварц ядра содержит гнезда и вкрапленность темно-фиолетового флюорита, галенита, сфалерита, ильменита, гематита и фенакита. Реже в нем отмечаются магнетит, мартит, циркон, а также сфен, анатаз, эпидот, хлорит, карбонат, полевоы шпат, мусковит, щелочной амфибол (рибекит).

Генетическая связь описанных пегматитов с щелочными и субщелочными гранитами Ингурского массива не вызывает сомнений. Об этом, в частности, свидетельствуют сходство их состава, тесная пространственная связь, присутствие в тех и других щелочного амфибола и главное шлировое происхождение самих пегматитов.

Минеральный состав оруденения

По данным С.А. Горжевской с соавторами [1], редкометалльный минерал Верхнеингурского рудопоявления, определенный как самирезит, характеризуется метамиктным строением и неустойчивым химическим составом, присутствием таких петрогенных элементов как Si, Al, Ti, Fe, Mn, Ca, Na и K. Учитывая это и возможности аналитической базы того времени, нами минерал проанализирован на современном электронном сканирующем микроскопе LEO-1430 VP с энергодисперсионным спектрометром INCAE-300. Результаты этого анализа позволили во многом дополнить и уточнить химический состав минерала и особенности его образования.

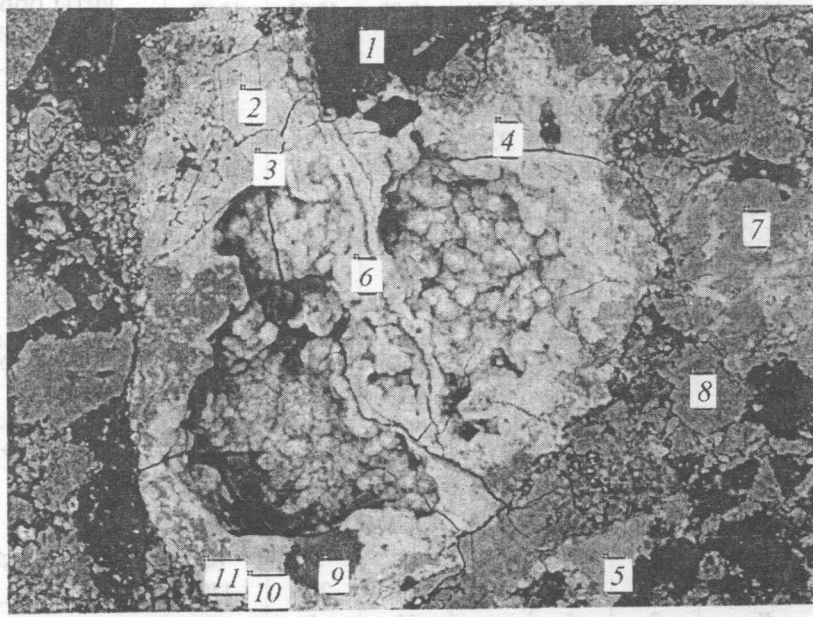


Рис. 3. Электронно-микроскопическое изображение редкометалльных руд: 1 — кварц; 2, 3 — монацит; 4, 6, 10, 11 — самирезит; 5 — циркон; 7, 8 — титаномагнетит; 9 — флюорит

Химический состав самирезита, мас.%, по данным энергодисперсионной спектроскопии

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	Среднее содержание
Si	3,53	3,83	3,73	4,15	3,67	3,47	2,66	3,58
P	—	1,00	1,44	1,85	1,71	1,75	1,58	1,33
Ca	0,58	—	—	—	—	—	0,35	0,05
Ti	9,10	8,62	6,69	7,92	8,52	8,81	8,82	8,35
Mn	0,50	0,68	0,67	0,63	0,63	0,54	0,50	0,59
Fe	0,87	1,47	1,02	1,07	1,05	1,04	0,96	1,07
Zn	—	1,01	1,18	0,89	0,81	1,08	1,10	0,87
Y	—	—	—	—	—	—	—	—
Nb	46,17	39,81	41,42	43,23	45,10	46,37	44,76	43,84
Ce	1,29	—	1,32	0,69	1,30	2,24	2,15	1,28
Ta	1,54	4,73	3,97	4,57	1,53	1,35	1,93	2,80
Th	2,04	1,21	1,10	1,85	1,53	1,66	2,26	1,66
U	19,70	24,45	23,31	22,80	19,80	20,34	20,34	21,53
Сумма	85,35	86,82	85,86	89,65	85,66	88,64	88,43	86,95

Примечание. Содержание H_2O^+ в минерале 9,57–10,24 мас.% [1], прочерк — не установлен.

Анализом установлено, что рудные выделения шлировых пегматитов представляют собой сложный по составу минеральный агрегат, в котором самирезит слагает мелкие, разрозненные гнезда и вкрапленники расплывчатых очертаний (рис. 3). Судя по форме этих выделений, минерал имеет, несомненно, вторичное происхождение. Об этом же свидетельствуют его явно наложенный характер и концентрация в занорышах основной кварц-флюорит-титаномagnetитовой рудной массы в виде неправильных пятен и ячеистых наростов.

Результаты проведенного анализа во многом отличаются от полученных ранее данных (табл. 2). В составе минерала не обнаружены Sn, Pb, Al, Mg, Na, K и F, отмечавшиеся в качестве примесей. В то же время перечень ведущих минералообразующих элементов остался прежним. В порядке возрастания значений это Ta, Ti, U и Nb. Si, P, Fe и Th играют роль второстепенных компонентов с содержанием от 0,87 до 2,26 мас.%. Из лантаноидов спектрометрическим анализом обнаружен только церий в среднем в количестве 1,28 мас.%. Вместе с тем по данным химико-спектрального анализа в самирезите присутствуют все элементы группы PЗЭ и Y. Для спайдердиаграммы, построенной по этим данным, характерно резкое преобладание легких лантаноидов над средними и тяжелыми, наличие глубокого европиевого минимума и относительно повышенное содержание Tb (рис. 4). В исследованных двух пробах отношение TR_{Ce}/TR_Y составляет 3,51 и 3,82, а La/Yb — 11,14 и 11,39 соответственно.

Несмотря на отмеченные отличия от полученных ранее данных, результаты анализа в целом соответствуют составу самирезита [1]. На наш взгляд, возникновение указанных различий в составе минерала обусловлено двумя причинами. Во-первых, анализ минерала выполнен методами, имеющими разную точность определения элементов. Во-вторых, исследованием установлено, что скопления шлировых пегматитов под воздействием более поздних, завершающих оруденение процессов слегка окварцованы, ожелезнены и омарганцованы. Под электронным микроскопом нередко наблюдаются пересечения редкометалльных минералов нитиевидными прожилками темно-серого аморфного вещества с содержанием $Mn > 65,0$ мас.%. Установлено, что самирезит развивается в виде псевдоморфоз по другому, более распространенному, редкометалльному минералу кристаллического строения, в составе которого главными являются Y, Zr и Nb (табл. 3, рис. 5). Минералу свойственно крайне низкое

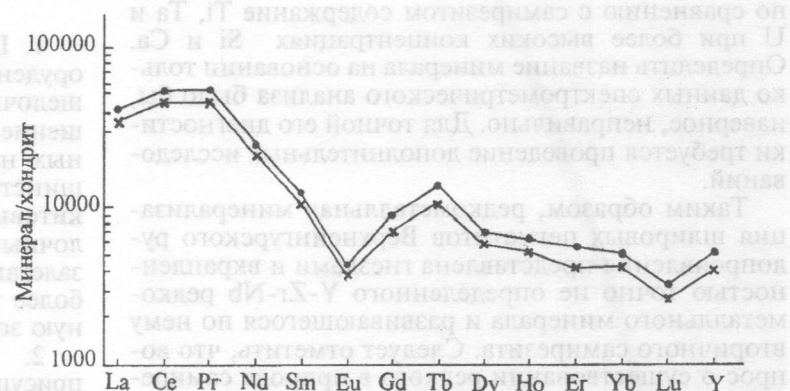


Рис. 4. Спайдердиаграмма распределения PЗЭ в самирезите Верх-неингурского рудопроявления

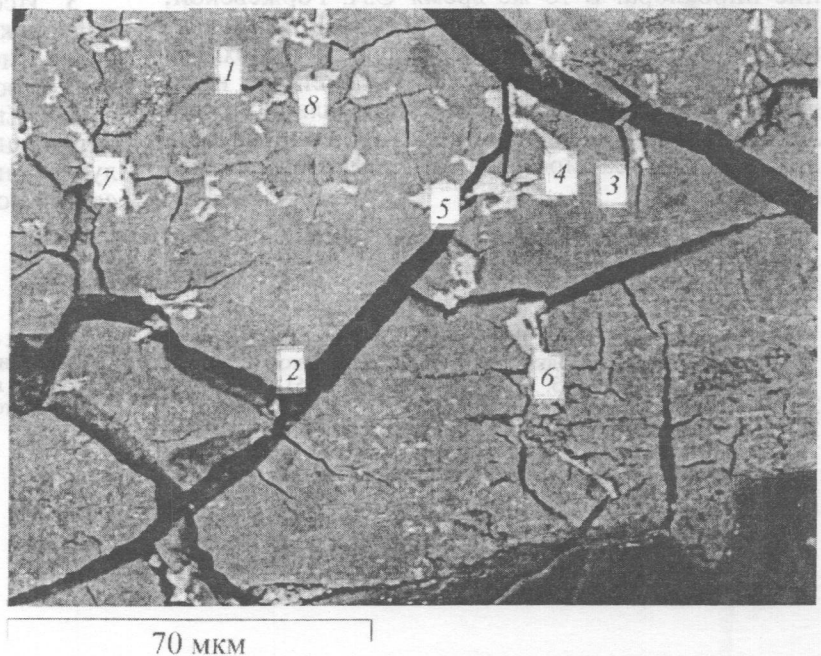


Рис. 5. Взаимоотношение самирезита (4–8) и Y-Zr-Nb минерала (1–3) в шлировых пегматитах

Сравнительный химический состав редкометалльных минералов Верхнеингурского рудопроявления, мас. %

Элемент	Y-Zr-Nb минерал				Самирезит					
	1	2	3	Средний	4	5	6	7	8	Средний
Al	0,54	—	0,43	0,32	—	—	—	—	—	—
Si	12,36	11,25	11,65	11,75	2,37	2,10	3,83	1,97	2,46	2,55
Ca	1,34	1,46	1,44	1,41	0,78	0,75	0,83	0,79	1,01	0,83
Ti	1,32	1,79	1,24	1,45	5,89	5,69	6,16	4,80	5,28	5,56
Mn	0,37	—	—	0,12	—	—	—	0,44	0,48	0,18
Fe	1,09	1,36	0,98	1,14	0,81	0,74	1,12	0,65	0,73	0,81
Y	5,30	4,38	4,22	4,63	—	—	—	—	—	—
Zr	6,95	6,96	5,90	6,60	—	—	—	—	—	—
Nb	50,71	51,27	47,41	49,80	58,22	60,22	52,04	58,75	60,71	57,99
Ce	2,20	1,47	1,23	1,63	2,67	3,26	2,53	3,24	2,99	2,94
Ta	—	—	—	—	3,33	2,75	5,77	3,34	2,28	3,49
Th	2,52	3,23	2,59	2,78	1,71	1,34	1,37	0,79	1,65	1,37
U	1,73	1,54	0,75	1,34	16,12	15,57	19,75	13,79	14,92	16,03
Сумма	86,44	85,73	77,85	83,00	91,91	92,42	93,41	88,55	92,51	91,75

Примечание. Номера анализов соответствуют точкам на рис. 5, прочерк — не установлен.

по сравнению с самирезитом содержание Ti, Ta и U при более высоких концентрациях Si и Ca. Определить название минерала на основании только данных спектрометрического анализа было бы, наверное, неправильно. Для точной его диагностики требуется проведение дополнительных исследований.

Таким образом, редкометалльная минерализация шлировых пегматитов Верхнеингурского рудопроявления представлена гнездами и вкрапленностью точно не определенного Y-Zr-Nb редкометалльного минерала и развивающегося по нему вторичного самирезита. Следует отметить, что вопрос о существовании редкого в природе самирезита является дискуссионным. По данным некоторых исследователей [5], это устаревшее название пирохлора. В то же время С.А. Горжевской, Г.А. Сидоренко, А.И. Гинзбургом [4] установлено, что самирезит имеет отличную от пирохлора структуру. В этом отношении полученные нами данные о химическом составе минерала в определенной мере способствуют решению вопроса о существовании самирезита как самостоятельного минерала.

Выводы

1. Шлировые пегматиты с тантало-ниобиевым оруденением установлены в обеих разновидностях щелочных гранитов Ингурского массива. Размещение пегматитов контролируется зонами разрывных нарушений и трещиноватости пород. Большинство тел сосредоточено среди щелочных рибекитовых гранитов или вблизи их контакта с субщелочными аляскиотовыми гранитами. Пегматиты, залегающие среди субщелочных гранитов, имеют более крупные размеры и проявленную структурную зональность, интенсивное оруденение.

2. Редкометалльному оруденению пегматитов присущ неравномерный, гнездовый характер распределения, сосредоточено оруденение в зоне блокового пегматита на участках максимального дробления.

3. Исследования редкометалльных минералов под электронным сканирующим микроскопом с энергодисперсионным спектрометром показало, что в составе руд преобладает точно неопределенный Y-Zr-Nb минерал, а редкий в природе самирезит развивается по нему в виде псевдоморфоз. Получены новые данные, существенно уточняющие состав последнего.

ЛИТЕРАТУРА

1. Горжевская С.А., Луговской Г.П., Сидоренко Г.А. Первая находка самирезита в Советском Союзе // Докл. АН СССР. 1965. Т.162. №5. С. 1148–1151.
2. Минералы. Справочник. Т. II. В. 3. М., 1967. 675 с.
3. Занвилевич А.Н., Литвиновский Б.А., Андреев Г.В. Монголо-Забайкальская щелочногранитоидная провинция. М.: Наука, 1985. 232 с.
4. Горжевская С.А., Сидоренко Г.А., Гинзбург А.И. Титано-танталонобаты. М.: Недра. 1974. 344 с.
5. Hogarth D.D. Classification and nomenclature of the pyrochlore group // Amer. Mineral. 1977. V. 62. N 56. P. 403–410.

Геологический институт
Сибирского отделения РАН
Рецензент — Т.Н. Шурига