

УДК 552.11

РЕДКОМЕТАЛЬНЫЕ ПОРОДЫ ИНГУРСКОГО МАССИВА (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ): СОСТАВ, ГЕОХИМИЯ И ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛИВШИЕ ОБРАЗОВАНИЕ РЕДКОМЕТАЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ¹

© 2025 г. Д. А. Лыхин^{а, *}, В. В. Ярмолюк^а, А. А. Воронцов^б

^аИнститут геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
Старомонетный пер., 35, Москва, 119017 Россия

^бИнститут геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН,
ул. Фаворского, 1-а, Иркутск, 664033 Россия

*E-mail: lykhind@rambler.ru

Поступила в редакцию 25.06.2024 г.

После доработки 15.01.2025 г.

Принято к публикации 21.01.2025 г.

На примере одного из массивов – Ингурского, сформировавшегося в пределах Северо-Монгольской – Западно-Забайкальской полихронной рифтовой системы, рассмотрены условия, способствовавшие образованию в нем редкометальной минерализации. Основной послужили минералогическо-петрографические и геохимические исследования рудоносного Ингурского и расположенного рядом безрудного Шербахтинского массивов. Совокупность составов этих массивов образует общую последовательность, которую можно рассматривать как эволюционный ряд, возникший при дифференциации магмы сиенитового состава. Два основных фактора, приведших к образованию редкометальной (Be, Ta, Nb, Th, U, HREE) минерализации в пегматитах Ингурского массива: первый – высокая флюидонасыщенность щелочногранитоидных расплавов массива, способствовавшая их глубокой дифференциации с накоплением рудной минерализации в поздних производных пегматитового и пневматолитического процессов. Второй – это относительно длительная, ~ 6 млн лет, термическая история пород массива, при достаточно высоких температурах, порядка 900–500 °С, что способствовало накоплению и перераспределению рудных элементов на заключительных стадиях магматического процесса.

Ключевые слова: щелочногранитный магматизм, пегматиты, редкометальная минерализация, дифференциация расплава

DOI: 10.31857/S0016777025050048

ВВЕДЕНИЕ

Территория Забайкалья является одной из крупнейших рудных провинций в нашей стране. В ней сосредоточены многочисленные месторождения полиметаллов, редких металлов, золота. основополагающий вклад в изучение геологического строения этой территории и в определение ее металлогенического потенциала внес С.С. Смирнов (1944). В 1930-х гг. он предложил первую схему металлогенического районирования территории (Смирнов, 1936), с выделением трех металлогенических поясов: полиметаллического (восточного), олово-вольфрамового (центрального) и молибдено-золотого (западного). Основные положения этой схемы сохраняют свое значение

до наших дней. Выделение этих поясов, особенно олово-вольфрамового, сыграло большую роль в целенаправленном поиске новых месторождений в регионе.

Со второй половины прошлого века металлогеническое значение Забайкалья обрело новое содержание – в регионе были выявлены месторождения редких металлов и элементов (Be, Ta, Nb, U, REE), имеющих стратегическое значение. В металлогенической схеме С.С. Смирнова их размещение отвечает центральному и западному металлогеническим поясам. Месторождения здесь связаны с гранитоидами щелочного и литий-фтористого геохимических типов (Коваленко, 1977). Проблемы образования таких месторождений

¹ Онлайн-версия содержит дополнительные материалы, доступные по doi статьи.

в Забайкалье, затрагивающие вопросы их геологических связей, источников редких элементов и металлов, а также эпох формирования, активно обсуждаются в литературе (Коваленко и др., 2006 и ссылки в ней). Рассматриваются они и в настоящей статье, представляющей результаты изучения одного из позднепалеозойских массивов щелочных гранитов, в породах которого была выявлена редкометалльная минерализация.

На территории Западного Забайкалья широко распространены массивы позднепермских–раннетриасовых щелочных гранитов и сиенитов (Занвилевич и др., 1985; Tsygankov et al., 2021; Рампилова и др., 2022). Образование этих массивов связывается с формированием Северо-Монгольской – Западно-Забайкальской полихронной рифтовой системы (Воронцов, Ярмолюк, 2004), восточная часть которой вписывается в схему металлогенической зональности Забайкалья, предложенную С.С. Смирновым (1936).

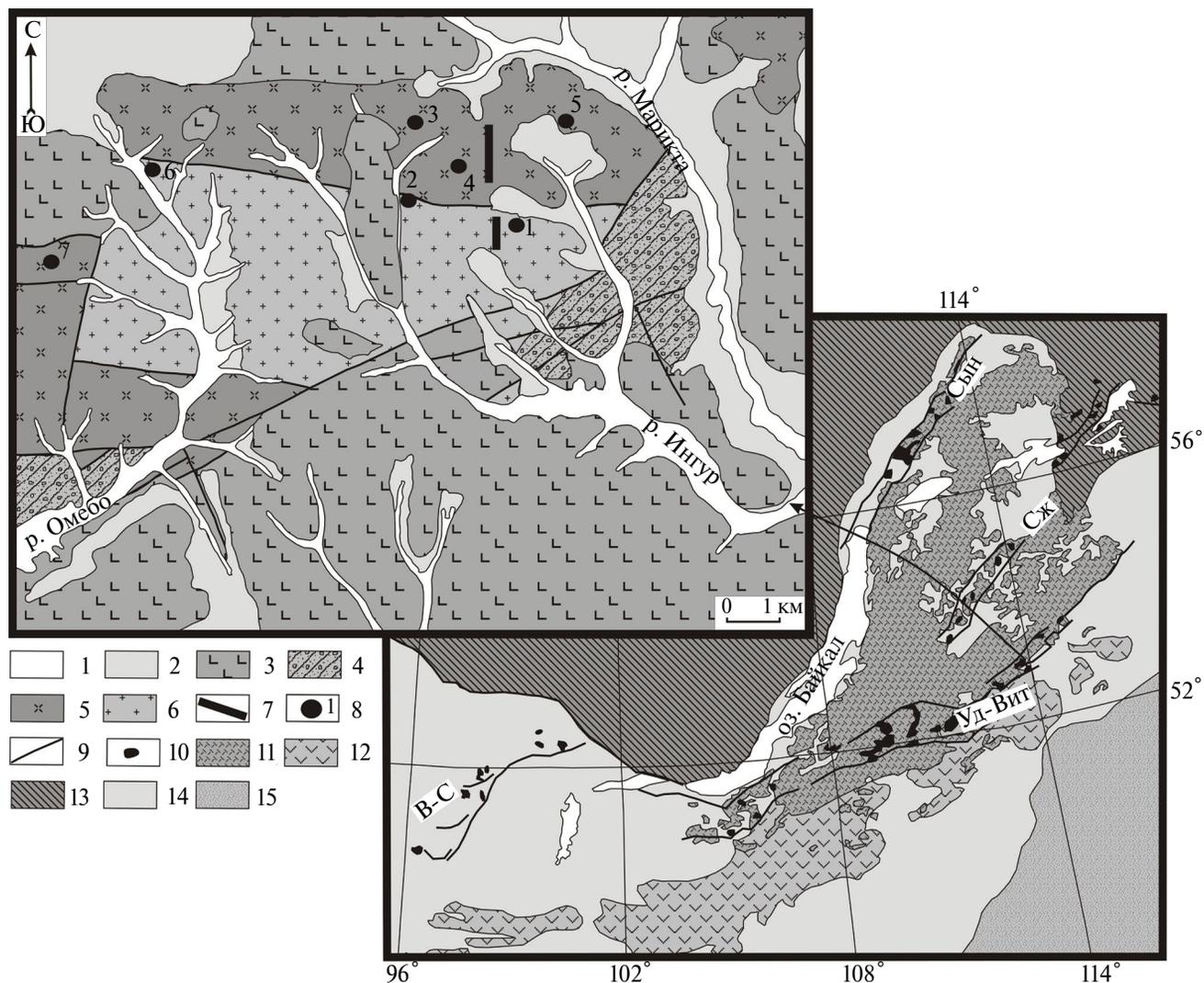
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И СТРОЕНИЕ ИНГУРСКОГО МАССИВА

Ингурский массив щелочных гранитов и связанные с ним шлировые пегматиты с Ta-Nb минерализацией находятся на левобережье р. Витим, на водоразделе с р. Большой Амалат (фиг. 1) в зоне раннепалеозойских структур. В этой зоне развиты щелочные массивы, большинство из которых не имеют надежных возрастных характеристик. Поэтому их относят либо к раннепалеозойскому (сайженскому комплексу) 520–485 млн лет, либо к позднепалеозойскому (ципинскому комплексу) 350–290 млн лет (Загузин и др., 1976; Андреева, 1982; Конева, 1982; Шаракшинов и др., 1991; Булнаев и др., 2005; Дорошкевич и др., 2012, 2018; Tsygankov et al., 2021; Рампилова и др., 2022). Строение и состав Ингурского массива достаточно подробно описаны в работах (Галанин и др., 1962; Горжевская и др., 1965; Булнаев и др., 2005; Рампилова и др., 2022). Кратко подчеркнем основные характеристики массива. Он обнажается среди покровов четвертичных базальтов неширокой полосой (5 км) и площадью ~100 км². С севера массив по разлому граничит с позднепалеозойскими гранитоидами баргузинского комплекса, на южном контакте он перекрыт четвертичными базальтами, а на юго-восточном и юго-западном – меловыми конгломератами, гравелитами, песчаниками и горючими сланцами, которые по данным (Галанин и др., 1962) отвечают тургинской свите, а по материалам (Государственная геологическая СССР... 1965) отнесены к эндондинской свите. На

схеме (фиг. 1) использовано последнее наименование. Ингурский массив зональный, внешнее обрамление сложено щелочными биотит-арфведсонитовыми гранитами, а центральная часть образована разнометалльными субщелочными биотитовыми, аляскитовыми и арфведсонитовыми гранитами (Булнаев и др., 2005). Возраст массива, определенный по циркону из щелочных гранитов U-Pb методом, составляет 272 ± 4 млн лет (Рампилова и др., 2022), а по амфиболу Ar-Ar методом – 266 ± 7 млн лет (Лыхин и др., 2024). Переход между всеми разностями гранитов постепенный (фиг. 2). Отмечаются немногочисленные дайки щелочных гранитов, гранит-порфиров, сиенит-порфиров, диабазов и габбро-диоритов. В массиве выделено семь тел шлировых пегматитов с Ta-Nb минерализацией (Галанин и др., 1962; Булнаев и др., 2005). Это зональные тела (60 × 30 м) с кварцевым линзовидным ядром, окруженным блоковым пегматитом, содержащим гнезда с редкометалльным оруденением (фиг. 3). Тела пегматитов № 1, 2 и 6 наиболее обогащены редкометалльной минерализацией, в пегматитах № 1 и 4 также отмечена бериллиевая минерализация.

Шлировые пегматиты, как проявления позднемагматической деятельности, встречаются только в щелочных гранитах Ингурского массива (Галанин и др., 1962; Булнаев и др., 2005). Наиболее богатые, обогащенные рудными минералами и наиболее крупные пегматитовые тела № 1, 2 и 6 приурочены к биотитовым и аляскитовым гранитам (см. фиг. 1 и 2). Они образуют как одиночные тела, так и тела, сопровождаемые мелкими шлирами, тяготеющими к их продолжению или обрамлению (см. фиг. 3). Контакт пегматитов с гранитами резкий. В основном тела пегматитов имеют линзовидную форму, иногда несколько усложненную перегибами по простиранию (см. фиг. 3). Только пегматитовое тело № 4 имеет в сечении изометричную форму с крутым углом погружения в 70° (см. фиг. 3). Как правило, пегматиты имеют зональное строение, их внешняя зона сложена мелко-среднезернистыми породами, к центру они сменяются крупно-грубозернистыми, а затем блоковыми породами с гнездами, обогащенными редкометалльными минералами. Центральная часть пегматитов представлена кварцевым ядром (Галанин и др., 1962; Горжевская и др., 1965; Булнаев и др., 2005). Породообразующие минералы зонально распределены в пегматитах, что обуславливает их строение.

Более мелкие по размеру и по содержанию рудных минералов пегматитовые тела приурочены к крупнозернистым биотит-арфведсонитовым



Фиг. 1. Схема геологического строения Ингурского массива по (Государственная..., 1965 и Булнаев и др., 2005). На врезе 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, ендондинской свиты: конгломераты, гравелиты, песчаники, горючие сланцы; 5–8 – породы Ингурского массива: 5 – щелочные биотит-рибекитовые граниты; 6 – субщелочные биотитовые, аляскитовые и арфведсонитовые граниты, 7 – дайки диабазов, габбро-диоритов; 8 – пегматитовые тела и их номера; 9 – разрывные нарушения; 10–15 – условные обозначения к врезе: 10 – массивы щелочных пород и зоны их распространения (Сын – Сыннырская, Уд-Вит – Удино-Витимская, Сж – Сайженская, В-С – Восточно-Саянская; 11 – гранитоиды Ангаро-Витимского батолита; 12 – комплексы позднепалеозойских краевых поясов; 13 – Сибирская платформа; 14 – палеоконтинент; 15 – палеоазиатский океан.

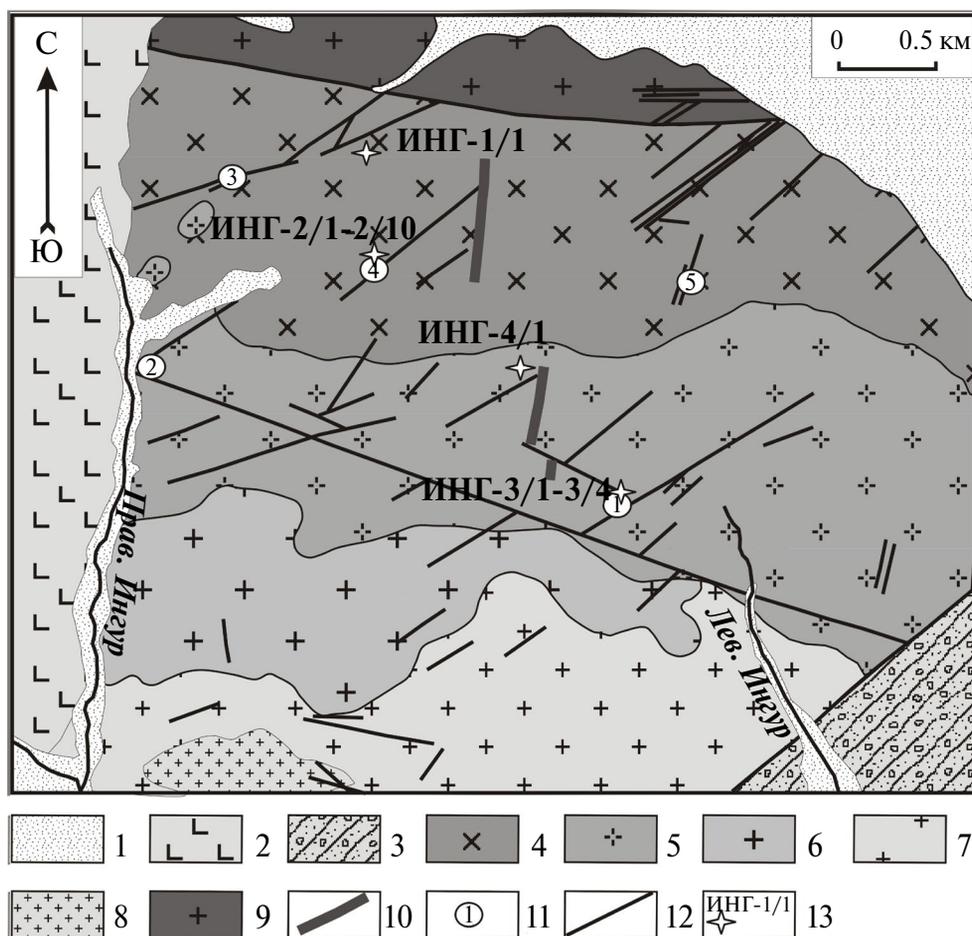
и арфведсонитовым гранитам. Они имеют разную пространственную ориентировку, обусловленную их приуроченностью к тектонически ослабленным зонам, из-за чего их породы часто катаклазированы и милонитизированы.

Линзовидная форма рудных тел, незначительные размеры и четкое зональное строение пегматитов говорят о том, что они могут быть отнесены к сингенетическим шлировым пегматитам (Ферман, 1940; Гинзбург, 1952, 1960; Коваленко, 1979; Маракушев и др., 1989; Татарин, 1992;

Загорский и др., 1992, 2003; Коваленко и др., 1996; Перетяжко, 2010; Огородников и др., 2020).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В ходе полевых работ на Ингурском массиве нами была собрана коллекция из 25 стандартных штучных проб гранитов и пегматитов (1 и 4 тела), которая была изучена прецизионными методами. Содержания главных компонентов пород определяли методом рентгенофлуоресцентного анализа



Фиг. 2. Схема геологического строения центральной части Ингурского массива по (Галанин и др., 1962 и Рампилова и др., 2022).

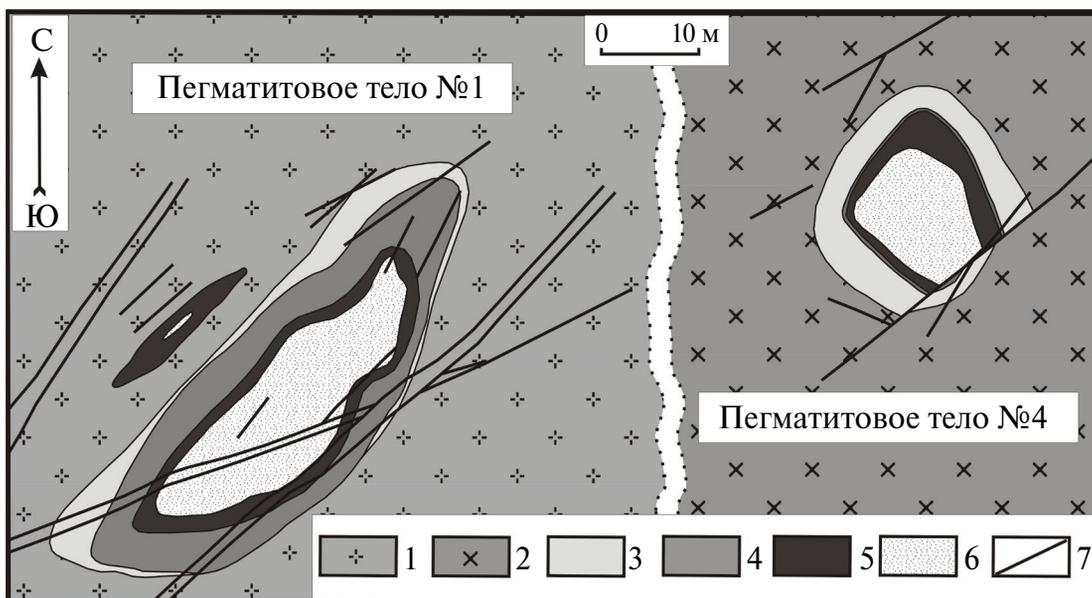
1 – современные аллювиальные отложения; 2 – четвертичные базальты; 3 – раннемеловые отложения, ендондинской свиты: конгломераты, гравелиты, песчаники, горючие сланцы; 4–8 – граниты Ингурского массива: 4 – крупнозернистые щелочные биотит-арфведсонитовые и арфведсонитовые граниты, 5 – крупнозернистые субщелочные биотитовые и аляскитовые граниты, 6 – среднезернистые порфировидные субщелочные биотитовые граниты с темным кварцем, 7 – среднезернистые порфировидные биотитовые граниты с темным кварцем, 8 – мелкозернистые порфировидные биотитовые граниты; 9 – позднепалеозойские крупнозернистые биотитовые, биотит-роговообманковые граниты баргузинского комплекса; 10 – дайки диабазов, габбро-диоритов; 11 – пегматитовые тела и их номера; 12 – разрывные нарушения; 13 – места отбора проб и их номера.

(РФА) в Институте геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ РАН, Москва) на спектрометре PW-2400 производства компании Philips Analytical B.V. Подготовка препаратов для определения породообразующих элементов выполнена путем плавления 0.3 г порошка с 3 г тетрабората лития в индукционной печи. Точность анализа составляла 1–5 отн.% для элементов с концентрациями выше 0.5 мас.% и до 12 отн.% ниже 0.5 мас.%.

Содержания редких и редкоземельных элементов в породах массива были определены методом ICP-MS в Институте аналитического приборостроения РАН (Санкт-Петербург). Анализы были выполнены на масс-спектрометре

с индуктивно-связанной плазмой PlasmaQuad 3 производства фирмы VG Elemental. Относительная погрешность определения элементов не превышает 5–10%.

Микрозондовые исследования рудных и породообразующих минералов были проведены в ИГЕМ РАН на сканирующем электронном микроскопе JSM-5610LV с рентгеновским энергодисперсионным спектрометром Oxford INCA 450 в отраженных электронах. Аналитический блок микроскопа представляет собой энергодисперсионный спектрометр (ЭДС) и способен обнаруживать элементы, начиная с бериллия. Количественный анализ осуществляется для всех элементов, начиная с Na. Паспортное



Фиг. 3. Строение шлировых пегматитов по (Галанин и др., 1962, Булнаев и др., 2005).

1 – биотитовые и аляскитовые граниты; 2 – биотит-арфведсонитовые граниты; 3–6 – пегматиты: 3 – мелко-среднезернистые, 4 – грубозернистые, 5 – блоковые с гнездами редкометального оруденения, 6 – кварцевое ядро; 7 – разломы и зоны дробления.

разрешение в высоковакуумном режиме 3.5 нм, в низковакуумном – 5 нм, реальное – порядка 50 нм. Ускоряющее напряжение – 25 кВ. Анализ состава соединений был проведен детектором EDS Ultim Max Oxford Instruments без учета углерода и обработан при помощи программы Aztec Version 5.1 фирмы Oxford Instruments. Для количественного анализа производилась калибровка на эталоне с Со.

ПЕТРОГРАФО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД МАССИВА

Биотит-арфведсонитовые граниты – это массивные серовато-розовые средне-крупнозернистые породы с гипидиоморфнозернистой структурой, состоящие из калиевого полевого шпата, микроклина с характерной решеткой (30–40%) альбита и андезин-олигоклаза (30–35%), кварца (20–30%), биотита (до 5%), амфибола (1%). Акцессорные минералы представлены магнетитом, ильменитом, цирконом, титанитом, ортитом, апатитом, монацитом, касситеритом, топазом, гематитом, эпидотом, лейкоксеном.

Субщелочные биотитовые, аляскитовые и арфведсонитовые граниты – это розовато-бурые средне-крупнозернистые породы с гипидиоморфнозернистой структурой. Они сложены микроклин-пертитом (40–45%), кварцем (30–40%), альбитом (20–25%), амфиболом (2–3%),

биотитом (2–3%), отмечается клинопироксен. В арфведсонитовых гранитах содержание амфибола доходит (до 5–7%) при примерно тех же соотношениях остальных породообразующих минералов. Акцессорные минералы те же, что и в биотит-арфведсонитовых гранитах, но присутствуют и Та-Nb минералы (ампангабит-самирезит).

Редкометальная минерализация в гранитах представлена цирконом, бастнезитом и монацитом, образующими мелкие одиночные зерна.

Шлировые пегматиты имеют следующий минеральный состав. Мелко-среднезернистые породы внешней зоны пегматитов (мощностью до 10–30 см) прослеживаются в пегматитах не повсеместно. Эта зона характеризуется неравномерным строением с гипидиоморфнозернистой структурой иногда с гнездами крупнозернистого микроклина. Минеральный состав – микроклин-пертит (45–55%), кварц (35–40%), слюда (1–2%), сильно измененный амфибол, а также циркон, ильменит, флюорит.

Породы внешней зоны сменяются к центру крупно-грубозернистыми разновидностями, обладающими субграфической структурой. Мощность этой зоны невыдержанна – от 1 до 3.5 м, она сложена микроклин-пертитом (60–80%), кварцем (25–40%), амфиболом (1–2%), слюдой (1%). Акцессорные минералы представлены ильменитом, магнетитом, рутилом, лейкоксеном,

цирконом, торитом, флюоритом, ксенотимом, монацитом и единичными зернами Ta-Nb минерала.

Блоковая зона пегматитов имеет непостоянные размеры, варьируя по мощности от 1.5 до 3.5 м, причем размеры блоков микроклина также сильно варьируют от 3–5 до 30 см. В них отмечаются гнезда редкометальной минерализации Контакт зоны блокового пегматита с кварцевым ядром неровный, ступенчатый. Сложен блоковый пегматит микроклин-пертитом (85–95%), кварцем (5–10%), амфиболом (3–5%). Акцессорные минералы наиболее распространены в этих пегматитах. По данным Галанина и др. (1962), они представлены ильменитом (до 2%), Ta-Nb минералами, цирконом, торитом, флюоритом, монацитом, ксенотимом, бастнезитом, фергусонитом, Се-флюоцеритом. Минералы Ta-Nb встречаются в виде зерен, сростков и зернистых агрегатов, размером от 1–2 мм до 2 см. Они имеют сложный до конца не выясненный химический состав (Галанин и др., 1962; Горжевская и др., 1965) и соответствуют самирезиту. Судя по форме выделения в виде неправильных пятен и ячеистых наростов, он является вторичным (Булнаев и др., 2005). Самирезит развивается в виде псевдоморфоз по другому Ta-Nb минералу, возможно ампангабейту. Вторичными минералами являются хлорит, гематит, гидроокислы железа и марганца, а также глинистые минералы.

Центральная часть пегматита сложена часто мономинеральным кварцевым ядром, занимающим до 35% объема всего пегматита и имеющим мощность до 12 м. В этой центральной части пегматитов иногда встречается амфибол, а также флюорит (до 20%), ильменит (1–2%), сфалерит, галенит, кальцит.

В кварц-флюоритовой зоне в центральной части пегматитов установлено присутствие бериллиевых минералов – гельвина и фенакита, а также галенита, сфалерита, ильменита и кальцита. Гельвин встречается в виде небольших кристаллов 1–3 мм в сростании с кварцем и микроклином. Фенакит образует мелкие зерна и агрегативные скопления размером 1–2 мм. Флюоритовые и кварц-флюоритовые прожилки установлены во всех разностях пегматитов и встречаются во вмещающих гранитах.

По мнению (Галанин и др., 1962), пегматиты в основном образовались в магматический этап, когда были сформированы все их структурные зоны. На завершающей гидротермально-пневматолитической стадии их эволюции в небольших

масштабах происходила кристаллизация микроклина и альбита, а также кварца, что привело к образованию субграфической структуры пегматитов. На этой же стадии, по (Галанин и др., 1962), произошло образование флюорита, галенита, сфалерита и бериллиевой минерализации, а также замещение первичного Ta-Nb минерала самирезитом.

Породообразующие минералы

Минеральный состав и последовательность кристаллизации минералов в щелочных гранитах и пегматитах Ингурского массива показаны на фиг. 4. Ниже приведено описание изученных нами минералов.

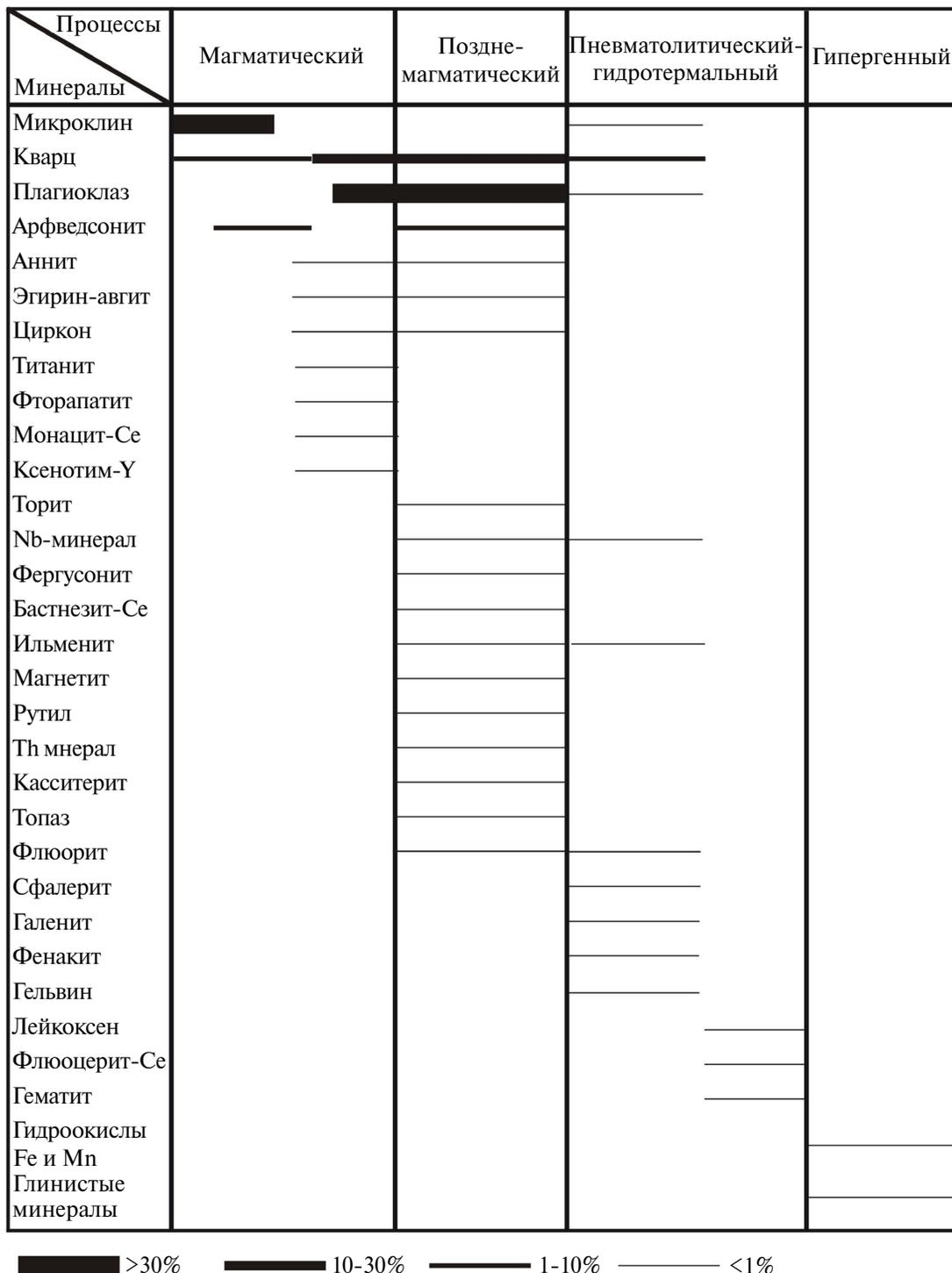
Калиевый полевой шпат – один из ранних минералов гранитов и пегматитов, встречается в основном в виде таблитчатых, призматических или неправильной формы кристаллов, серовато-розового цвета размером 0.1–1 мм иногда до 1 см. КПШ представлен микроклином, диагностированным по характерной микроклиновой решетке (фиг. 5а). Микроклин достаточно сильно пертитизирован, особенно в пегматитах, пертиты имеют пятнистую, таблитчатую и шнуровидную форму (фиг. 5в, д). По КПШ также развиваются вторичные глинистые минералы. По химическому составу КПШ является чисто калиевой разновидностью (табл. 1), в химическом составе КПШ пегматитов отмечается FeO до 0.37 мас.% и Na₂O₃ до 0.87 мас.%.

Кварц один из главных минералов гранитоидов и пегматитов. Он имеет светло-серую окраску и чаще всего представлен изометричными или сложными по форме выделениями размером 0.2–0.5 мм, резко ксеноморфными к полевым шпатам, менее распространенными являются достаточно идиоморфные кристаллы кварца (см. фиг. 5а). В гранитах также встречаются овальные и изометричные зерна, образующие скопления, прожилки или отдельные зерна, размером 0.05–0.1 мм. Кварц корродирует КПШ. В пегматитах кварц находится в субграфическом сростании с КПШ (см. фиг. 5б), образуя ленточные скопления, часто КПШ прорастают мелкими вростками кварца. В ядрах пегматитов кварц образует мономинеральные блоковые скопления.

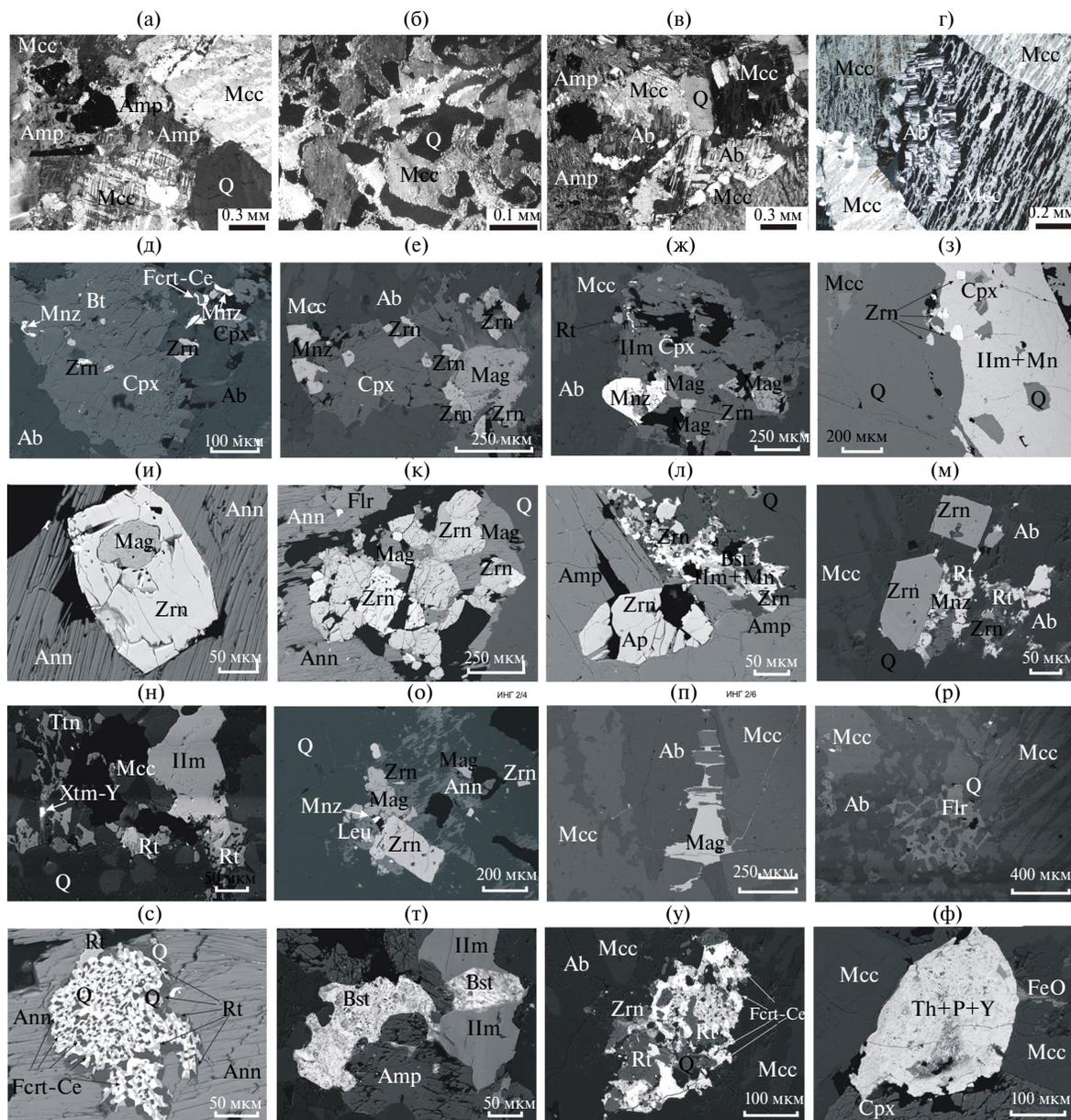
Плагиоклаз образует полисинтетически-сдвойникованные короткопризматические кристаллы размером 0.5–1 мм. По составу отвечает альбиту, но в биотит-арфведсонитовых гранитах отмечается присутствие андезин-олигоклаза. Плагиоклаз, как правило, образуется

после КПШ и кварца и встречается в виде небольших скоплений или отдельных кристаллов, он сильно серицитизирован. Альбит пертитов имеет sdвойникованное строение, по форме вrostков альбит шнуровидный или пятнистый

(см. фиг. 5в, г). В пегматитах альбит замещает КПШ почти полностью. Химический состав плагиоклаза является практически чисто натриевым (см. табл. 1), в плагиоклазе пегматитов отмечается примесь FeO до 1.08 мас. %.



Фиг. 4. Минеральный состав и последовательность кристаллизации основных минералов в породах Ингурского массива по (Галанин и др., 1962) с дополнениями авторов. Эгирин-авгит, аннит, фторапати, Th-минерал, флюоцерит-Се были определены впервые.



Фиг. 5. Фотографии в скрещенных николях щелочных гранитов (обр. ВИТ-1/1515 и ИГХ-4/1) (а, г) и пегматитов (обр. ИГХ-2/2 и 2/4) (б, в); остальные – в обратно-отраженных электронах; д–з, ф – щелочные граниты (ВИТ-1/15 и ИГХ-4/1), остальные – пегматиты.

а – щелочной гранит с гипидиоморфнозернистой структурой и идиоморфным кварцем; б – субграфическое прорастание КПШ и кварца в пегматитах; в – КПШ с микроклиновой решеткой и амфиболом в пегматитах; г – шнуровидный и пятнистый альбит замещающий КПШ в гранитах; д – циркон, флюоцит и монацит в сростании с пироксеном в гранитах; е – циркон, монацит, магнетит в сростании с пироксеном в гранитах; ж – монацит, циркон, магнетит, ильменит и рутил в сростании с пироксеном в гранитах; з – включения омфациита в марганцевом ильмените в граните; и – циркон со включением магнетита в анните; к – циркон, магнетит, флюорит, в сростании с аннитом; л – циркон, бастнезит, ильменит в ассоциации с амфиболом; м – сростания циркона, рутила и монацита; н – ассоциация титаниита, ильменита, рутила и ксенотима в пегматите; о – циркон, монацит, магнетит и лейкоксен в ассоциации с биотитом; п – развивающийся по прожилку магнетит; р – развивающийся по трещинам флюорит; с – графическое сростание рутила, цериевого флюоцита и кварца в биотите; т – кристаллы ильменита и распавшихся зерен бастнезита в сростании с амфиболом; у – распад неизвестного минерала с образованием цериевого флюоцита со всеми переходными фазами, а также рутила и циркона; ф – метамиктный кристалл неизвестного минерала тория с примесью фосфора и иттрия в сростании с пироксеном в гранитах.

Обозначение минералов по (Laurence, 2021). Q – кварц, Mcc – КПШ, Ab – альбит, Amp – амфибол, Cpx – пироксен, Bt – биотит, Ann – аннит, Zrn – циркон, Flr – флюорит, Ttn – титаниит, Mnz – монацит, Fcr-Ce – цериевый флюоцит, Xtm-Y – иттриевый ксенотим, Rt – рутил, Mag – магнетит, Ilm – ильменит, Bst – бастнезит, Leu – лейкоксен, FeO – гидроокислы железа, Th + P + Y – неизвестный Th минерал.

Таблица 1. Химический состав основных породообразующих минералов (мас. %)

Компоненты	ИНГ-2-3	ИНГ-2-6	ИНГ-2-6	ИНГ-2-6	ИНГ-4-1	ИНГ-4-1
	2	2	2	2	1	1
	альбит					
SiO ₂	68.98	69.59	68.17	69.39	69.41	68.91
TiO ₂	–	–	–	–	–	–
Al ₂ O ₃	19.06	19.35	19.13	18.9	19.11	19.33
FeO _{общ}	0.53	0.47	0.45	1.08	0.84	0.53
MnO	–	–	–	–	–	–
MgO	–	–	–	–	–	–
Na ₂ O	12.29	11.26	10.64	11.54	10.69	11.08
K ₂ O	–	0.14	0.15	–	–	0.15
ZnO	–	–	–	–	–	–
Сумма	100.86	100.80	98.54	100.91	100.05	100.00

Таблица 1. Продолжение

Компоненты	ИНГ-2-3	ИНГ-2-6	ИНГ-2-6	ИНГ-2-6	ИНГ-4-1
	2	2	2	2	1
	кпш				
SiO ₂	66.09	64.14	63.08	65.2	64.46
TiO ₂	–	–	–	–	–
Al ₂ O ₃	17.95	18.38	17.89	18.41	18.64
FeO _{общ}	–	0.24	0.37	–	0.27
MnO	–	–	–	–	–
MgO	–	–	–	–	–
Na ₂ O	0.87	0.31	0.23	–	0.24
K ₂ O	15.27	17.04	16.56	17.08	16.93
ZnO	–	–	–	–	–
Сумма	100.18	100.12	98.13	100.69	100.54

Таблица 1. Окончание

Компоненты	ИНГ-2-6	ИНГ-2-6	ИНГ-2-6	ИНГ-2-6	ИНГ-2-6
	2	2	2	2	2
	аннит				
SiO ₂	40.78	40.47	40.70	41.39	40.65
TiO ₂	2.96	3.33	2.74	3.20	3.01
Al ₂ O ₃	8.35	7.18	7.62	8.07	7.72
FeO _{общ}	33.41	32.95	34.12	32.18	33.49
MnO	1.48	1.69	1.39	0.86	1.52
MgO	3.33	3.82	3.54	3.55	3.57
Na ₂ O	–	–	–	–	–
K ₂ O	9.43	9.68	9.45	9.86	9.52
ZnO	0.48	0.00	0.59	0.41	0.36
Сумма	100.20	99.12	100.15	99.52	99.82

Примечание: 1 – щелочные граниты, 2 – шпировые пегматиты, прочерк – содержание элементов ниже чувствительности.

Таблица 2. Химический состав амфиболов (мас.%)

Компоненты	ИНГ-4-1	ВИТ-1/15	ВИТ-1/15	ИНГ-2-3	ИНГ-2-3	ИНГ-2-3						
	1	1	1	1	1	1	1	1	1	2	2	2
SiO ₂	51.17	52.06	51.49	50.20	52.50	52.94	54.43	49.09	53.64	51.53	50.10	51.15
TiO ₂	0.80	0.65	0.74	0.47	0.82	0.37	0.26	0.94	0.62	0.63	0.94	1.26
Al ₂ O ₃	1.65	1.78	1.73	1.54	1.68	1.34	1.24	2.34	1.61	2.22	2.33	2.93
FeO _{общ}	29.54	29.44	30.46	30.19	31.87	32.59	33.35	29.17	32.00	27.59	26.91	28.46
MnO	2.19	2.51	2.20	2.12	2.46	2.43	1.79	0.79	0.85	1.43	1.63	1.64
MgO	3.34	3.75	3.02	2.89	3.06	2.51	2.17	2.55	2.46	5.29	5.19	4.78
CaO	0.68	0.75	0.71	0.54	0.63	0.55	0.34	4.35	2.35	4.42	5.51	5.57
Na ₂ O	7.92	7.67	7.81	7.20	7.50	8.01	7.82	5.57	6.62	6.04	5.55	5.18
K ₂ O	1.14	1.26	1.07	1.14	1.25	1.31	1.05	1.10	1.04	1.23	1.22	1.35
Сумма	98.43	99.87	99.23	96.29	101.77	102.05	102.45	95.90	101.19	100.38	99.38	102.32
Si	7.81	7.78	7.79	7.80	7.73	7.84	7.98	7.84	8.01	7.72	7.65	7.57
Ti	0.09	0.07	0.08	0.05	0.09	0.04	0.03	0.11	0.07	0.07	0.11	0.14
Al ^{IV}	0.19	0.22	0.21	0.20	0.27	0.16	0.02	0.16	0.01	0.28	0.35	0.43
Al ^{VI}	0.10	0.10	0.10	0.08	0.02	0.07	0.19	0.28	0.29	0.11	0.07	0.08
Fe ³⁺	1.12	1.27	1.21	1.44	1.51	1.29	1.25	0.21	0.70	0.61	0.38	0.56
Fe ²⁺	2.64	2.41	2.64	2.48	2.41	2.74	2.84	3.68	3.28	2.84	3.05	2.96
Mg	0.76	0.84	0.68	0.67	0.67	0.55	0.47	0.61	0.55	1.18	1.18	1.05
Mn	0.28	0.32	0.28	0.28	0.31	0.30	0.22	0.11	0.11	0.18	0.21	0.21
K	0.22	0.24	0.21	0.23	0.23	0.25	0.20	0.22	0.20	0.24	0.24	0.25
Mg/Mg + Fe ²⁺	0.22	0.26	0.20	0.21	0.22	0.17	0.14	0.14	0.14	0.29	0.28	0.26
Ca b	0.11	0.12	0.12	0.09	0.10	0.09	0.05	0.74	0.38	0.71	0.90	0.88
Ca + Na b	1.72	1.68	1.72	1.72	1.69	1.70	1.78	1.89	1.89	1.82	1.79	1.79
(Na + K) a	0.96	0.90	0.89	0.76	0.78	0.94	0.69	0.80	0.60	0.88	0.99	0.83
Na b	1.61	1.56	1.60	1.63	1.59	1.61	1.72	1.15	1.52	1.11	0.89	0.91
Номенклатура амфиболов	Arf	Arf	Arf	Arf	Arf							

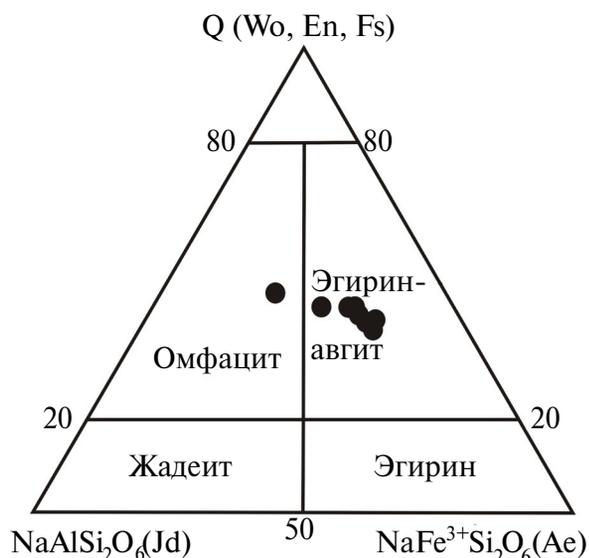
Примечание. Минералы пересчитаны по компьютерной программе TRF-2004 ИЭМ РАН (авторы В.И. Фонарев и др.). Номенклатура амфиболов определялась по (Leake et al., 1997). 1 – щелочные граниты, 2 – шлировые пегматиты, прочерк – содержание элементов ниже чувствительности.

Акцессорные, рудные и гидротермальные минералы

В гранитах и пегматитах Ингурского массива отмечается большой набор сквозных акцессорных, рудных и гидротермальных минералов: циркон, титанит, апатит, флюорит, бастнезит, монацит, ксенотим, топаз, сфалерит, галенит, касситерит, торит, Ta-Nb минералы, фенакит, гельвит, магнетит, ильменит, рутил, лейкоксен и некоторые другие (см. фиг. 4).

Циркон развит в виде идиоморфных дипирамидальных кристаллов, реже он образует

изометричные кристаллы, встречается равномерно как в гранитах, так и в пегматитах. Размер зерен 0.1–0.5 мм. Циркон образует агрегации с бастнезитом, ильменитом, магнетитом, рутилом, флюоритом, флюоцеритом, монацитом, слюдой и пироксеном (фиг. 5и–м). В цирконе диагностируются включения апатита, торита и магнетита (см. фиг. 5и–м). В химическом составе циркона отмечается содержание HfO₂ до 2.59 мас.%, UO₂ до 1.42 мас.% и FeO до 0.45 мас.% (табл. 4). Отношение Zr/Hf в цирконе гранитов колеблется от 56 до 75, в одном случае достигая 24, в пегматитах же оно ниже,



Фиг. 8. Состав пироксенов из пород Ингурского массива по классификации (Morigmoto, 1988) на диаграмме Ca-Mg-Fe и Na-пироксенов.

порядка ~ 60, в некоторых образцах пегматитов содержания Hf не превышают пределов чувствительности аналитического метода.

Титанит встречен нами в щелочных гранитах, представлен сростками неправильной формы, образующимися по трещинам или ромбовидными кристаллами, светло-желтого цвета, размером до 2–3 мм (фиг. 5н, табл. 4).

Апатит отмечен в щелочных гранитах, он светло-зеленого цвета, часто встречается в сростании с цирконом и имеет правильную кристаллическую форму, размер зерен 0.3–1 мм. В химическом составе отмечается примесь Ce_2O_3 до 2.74 мас.% и Nd_2O_3 до 1.56 мас.% (ESM_1*), и он соответствует фторапатиту.

Монацит (ESM_1) в основном образует мелкие зерна неправильной формы, но встречаются и отдельные таблитчатые кристаллы до 1 мм (см. фиг. 5д, е, ж, м), отмечается как в гранитах, так и в пегматитах. В химическом составе монацита установлены содержания Ce_2O_3 до 34.6 мас.%, La_2O_5 до 20.94 мас.%, Nd_2O_3 до 14.32 мас.%, Pr_2O_3 до 13.24 мас.%, ThO_2 до 8.35 мас.%. Состав минерала позволяет определить его как цериевую разновидность монацита.

Ксенотим отмечается в пегматитах, образует мелкие кристаллы неправильной формы до 0.1 мм, ассоциирует с флюоритом, цирконом,

* Дополнительные материалы размещены в электронном виде по doi статьи.

ильменитом. Он относится к иттриевой разновидности с содержанием $-\text{Y}_2\text{O}_3$ до 35.54 мас.% (фиг. 5н, ESM_1).

Бастнезит встречается в гранитах и пегматитах в основном в виде мелких зерен 0.01–0.02 мм или распавшихся более крупных образований до 0.2 мм (фиг. 5л, т). По единичному определению из щелочных гранитов имеет следующий состав (мас.%): Ce_2O_3 35.58, La_2O_5 до 16.98, Nd_2O_3 12.67, Pr_2O_3 3.52, ThO_2 2.66, Sm_2O_3 1.99, Gd_2O_3 1.35, CaO 0.56, CO_2 19.65, F 8.61, $-\text{O}=\text{F}_2$ 3.62. Бастнезит относится к цериевой разновидности и так же, как и монацит, характеризуется повышенными содержаниями неодима.

Ильменит встречается как в гранитах, так и в пегматитах в виде уплощенных кристаллов, размером 1–2 мм. Он часто обогащен MnO до 17.11 мас.% и Nb_2O_5 до 2.73 мас.% (фиг. 5з, л, н, ESM_2).

Магнетит также равномерно встречается как в гранитах, так и в пегматитах, образует отдельные кристаллы и скопления неправильной формы размером до 2 мм. Так как он кристаллизуется одним из последних, то часто развивается по прожилкам (фиг. 5е, и, к. п.). Магнетит обогащен TiO_2 до 6.88 мас.% (ESM_2).

Рутил чаще всего образует удлиненные кристаллы размером до 2 мм, встречается в форме изометричных зерен. Отмечается как в гранитах, так и в пегматитах. В рутиле так же как в ильмените отмечается присутствие Nb_2O_5 до 2.87 мас.%, (фиг. 5д, м, н, у, ESM_2). Более подробных исследований по рутилу не проводилось.

Лейкоксен, продукт распада ильменита, размером до 0.1 мм, встречается вместе с биотитом, ильменитом, магнетитом, цирконом (фиг. 5о, ESM_2). Отмечается как в щелочных гранитах, так и в пегматитах.

Флюорит представлен двумя разновидностями – бесцветным и фиолетовым, последний связан с наложенной гидротермальной минерализацией. Рассеянный по породам флюорит образует мелкие зерна, сростания до 1 см и прожилки, развивающиеся по трещинам. Встречается как в гранитах, так и в пегматитах. Он находится в агрегации с цирконом, слюдой, бастнезитом, монацитом, ксенотимом, рутилом и *Ve* минералами (фиг. 5к, р). В составе флюорита (см. табл. 4) диагностируется примесь Y_2O_3 , которая во флюоритах из пегматитов составляет 0.73 мас.%.

Флюоцерит впервые диагностирован нами в пегматитах массива. Он встречается в графическом сростании с ильменитом в виде отдельных

Таблица 3. Химические составы пироксенов из гранитов Ингурского массива (мас.%)

Компоненты	ВИТ-1/15	ИНГ-4-1							
SiO ₂	55.20	51.17	52.06	51.49	52.50	52.94	50.20	54.43	
TiO ₂	—	0.80	0.65	0.74	0.82	0.37	0.47	0.26	
Al ₂ O ₃	—	1.65	1.78	1.73	1.68	1.34	1.54	1.24	
FeO _{общ}	33.75	29.54	29.44	30.46	31.87	32.59	30.19	33.35	
MnO	0.53	2.19	2.51	2.20	2.46	2.43	2.12	1.79	
MgO	2.25	3.34	3.75	3.02	3.06	2.51	2.89	2.17	
CaO	—	0.68	0.75	0.71	0.63	0.55	0.54	0.34	
Na ₂ O	7.47	7.92	7.67	7.81	7.50	8.01	7.20	7.82	
K ₂ O	—	1.14	1.26	1.07	1.25	1.31	1.14	1.05	
Сумма	99.20	98.43	99.87	99.23	101.77	102.05	96.29	102.45	
X(Mg)	0.13	0.24	0.25	0.21	0.19	0.17	0.20	0.13	
Ca-Fe Tsc	—	—	—	—	—	—	—	—	
Ca-Ti Tsc	—	2.30	1.84	2.11	2.29	1.04	1.39	0.71	
Ca Ts	—	—	—	—	—	—	—	—	
Wol	—	0.24	0.59	0.39	0.11	0.58	0.44	0.31	
En	6.07	9.50	10.53	8.55	8.48	6.99	8.46	5.90	
Fs	41.49	29.36	31.00	31.41	35.03	33.37	34.91	37.81	
Jd	31.70	16.07	17.33	16.59	17.36	15.35	18.55	23.79	
Ae	20.73	42.53	38.71	40.94	36.73	42.67	36.26	31.49	
Aug	47.56	41.40	43.96	42.47	45.92	41.98	45.20	44.73	
Di	6.07	9.74	11.13	8.94	8.59	7.57	8.90	6.20	
Hed	41.49	29.61	31.59	31.80	35.14	33.95	35.35	38.12	
Q (Wol+En+Fs)	47.56	39.11	42.12	40.35	43.62	40.94	43.81	44.01	
Номенклатура пироксенов по I.M.A. классификации	Omp	Aeg-Aug							

Примечание. Пересчет произведен по компьютерной программе TRF-2004 ИЭМ РАН (автор В.И. Фонарев и др.) I.M.A. классификация (Mogimoto, 1988). Прочерк – содержание элементов ниже чувствительности.

Таблица 4. Химический состав аксессуарных минералов (мас.%)

Компоненты	ИНГ-2-3	ИНГ-2-4	ИНГ-2-3	ИНГ-2-6	ИНГ-2-6	ИНГ-2-6	ИНГ-2-6	ИНГ-4-1	ИНГ-4-1	ИНГ-4-1	ИНГ-4-1
	2	2	2	2	2	2	2	1	1	1	1
	титанит	циркон									
SiO ₂	34.61	34.44	34.28	32.67	33.45	32.95	33.39	33.93	33.68	32.94	33.33
TiO ₂	35.26	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	—	—	—	0.26	—	—	—	—	—	—	—
FeO _{общ}	4.16	—	—	—	—	0.41	0.22	0.44	—	—	0.45
CaO	26.8	—	—	—	—	—	—	0.17	—	—	—
P ₂ O ₅	—	—	—	1.57	—	—	—	—	—	—	—
ZrO ₂	—	66.15	66.15	64.45	65.93	65.32	65.73	65.5	67.13	66.05	63
HfO ₂	—	—	—	1.05	0.80	0.87	0.91	1	1.06	1.17	2.59
ThO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.42
Сумма	100.83	100.59	100.43	100.00	100.18	99.55	100.25	101.04	101.87	100.16	100.79

Примечание. 1 – щелочные граниты, 2 – шпировые пегматиты, прочерк – содержание элементов ниже чувствительности.

мелких выделений и как продукт распада первичного, предположительно фторкарбоната, в сростании с цирконом, ильменитом, рутилом. По химическому составу это цериевый флюоцерит (CeO_2 до 36.09 мас.%) (фиг. 5д, с, у, (ESM_1).

Ta-Nb минералы. В процессе наших исследований минералов с хорошей сохранностью не обнаружено. Встречены только метамиктные, замещенные скопления, по которым не получились точные микрозондовые измерения. В них приблизительно Nb_2O_5 40 мас.%, UO_2 20 мас.%, TiO_2 10 мас.%, SiO_2 5 мас.%, Ta_2O_5 2 мас.%.
Th-минерал – ранее не определенный, встречен в щелочных гранитах с клинопироксеном и характеризуется метамиктной структурой и высоким содержанием ThO_2 до 43.65 мас.%, а также примесью P_2O_5 до 15.32 и Y_2O_3 до 10.71 мас.%, SiO_2 6.13 мас.%, CaO 4.57 мас.%, $\text{FeO}_{\text{общ}}$ 4.42 мас.%, Nb_2O_5 3.33 мас.% (фиг. 5ф).

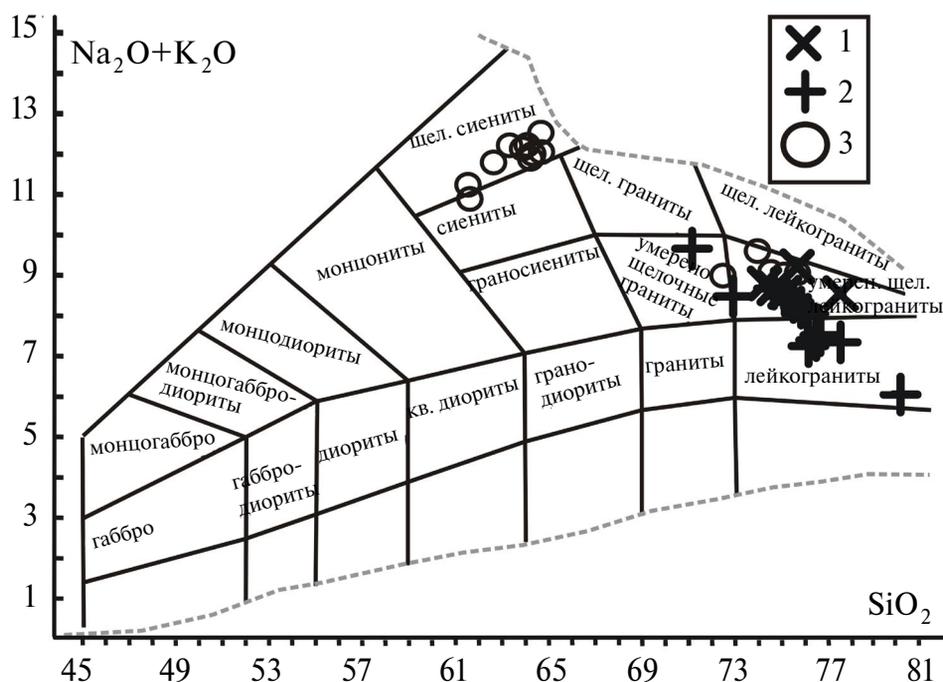
В целом можно отметить, что сходная по составу аксессуарная минерализация отмечается как в гранитах, так и в пегматитах – это ильменит, магнетит, рутил, лейкоксен, циркон, титанит, фторапатит, монацит-Се, ксенотим-У, торит, флюорит, бастнезит-Се, галенит, сфалерит, гематит, флюоцерит-Се, ториевый минерал, Ta-Nb

минерал, гидроокислы Fe и Mn. Но если в первых она рассеянная, то в пегматитах отмечается как в рассеянном варианте, так и в основном в виде гнездовых скоплений.

ПЕТРО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД МАССИВА

Все породы Ингурского массива на диаграмме $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (фиг. 9, ESM_3) попадают в поле умеренно щелочных лейкогранитов: содержание 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 калия ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} \sim 1.1$), коэффициент апаитности ($K_a \sim 0.95$). По содержанию K_2O породы в основном отвечают высококалевой серии, с ростом величины SiO_2 содержание K_2O снижается и наиболее кислые пегматиты попадают в поле умереннокалиевых пород.

Для геохимического спектра гранитов, нормированных к хондриту по (Sun et al., 1989), характерно обогащение высоkozарядными элементами – Th, U, Rb, в меньшей степени – Zr и Hf, резкое обеднение Ba, Sr, Ti и незначительное Nb и Ta. Содержания Nb небольшие (до 46 г/т), сумма РЗЭ до 423 г/т. Спектры РЗЭ характеризуются резкой отрицательной Eu-аномалией



Фиг. 9. Классификационная диаграмма $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ мас.% по (Петрографический кодекс, 2009) для пород Ингурского и Шербахтинского массивов.

1–2 – породы Ингурского массива: 1 – щелочные биотит-рибекитовые, аляскитовые и арфведсонитовые граниты, 2 – пегматиты; 3 – щелочные породы Шербахтинского массива по (Tsygankov et al., 2021).

(Eu/Eu* ~ 0.19) и преобладанием легких земель над тяжелыми ((La/Yb)*n* ~ 7.8 (фиг. 10).

Состав изученных пегматитов (см. фиг. 9) также отвечает полям лейкогранитов и умеренно щелочных лейкогранитов, содержания SiO₂ в них варьируют от 70.96 до 79.07 мас.%, а сумма (Na₂O + K₂O) колеблется от 6.02 до 8.64 мас.% при преобладании калия (K₂O/Na₂O ~ 1.1), коэффициент агапитности (K_a ~ 0.9). Пегматиты обогащены высокозарядными элементами – Th, U, Rb, в некоторых случаях Nb и Ta, и обеднены Ba, Sr, Ti, Zr и Hf (см. фиг. 10). Содержание Nb достигает 88 г/т, сумма РЗЭ до 777 г/т, спектры РЗЭ, нормированных к хондриту по (Sun et al., 1989), в них более разнообразные с четкой отрицательной Eu-аномалией (Eu/Eu* ~ 0.21), с преобладанием легких земель над тяжелыми ((La/Yb)*n* ~ 10 и с варьирующими соотношениями средних и тяжелых земель ((Gd/Yb)*n* от 0.4 до 1.2).

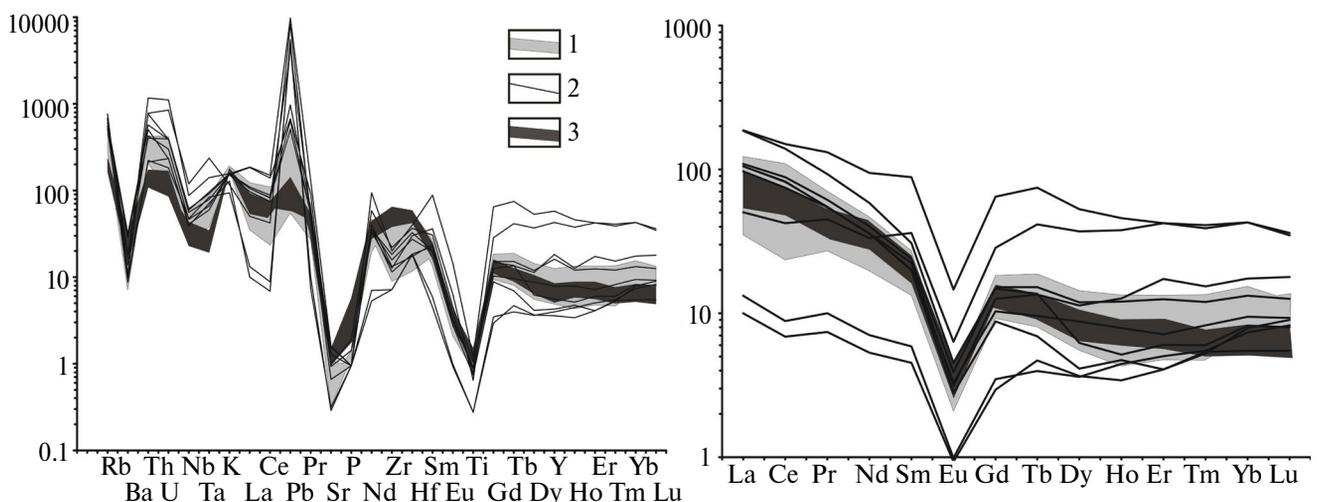
На дискриминационных петрохимических диаграммах (Whalen et al. 1987) граниты и пегматиты Ингурского массива попадают в поле составов гранитов А-типа (фиг. 11), а на диаграммах (Pearce et al. 1984) в поле составов внутриплитных гранитов (WPG).

В гранитах и пегматитах массива можно отметить положительные тренды в поведении редких Nb, U, Th, Pb, Ba, Nd, Sr и редкоземельных элементов (фиг. 12, 13), с их наибольшим накоплением в пегматитах, и отрицательные со следующими петрогенными элементами – Al₂O₃, CaO, MnO, MgO, TiO₂. Подобные зависимости

указывают на ведущую роль процессов кристаллизационной дифференциации в накоплении этих элементов в эволюционировавших гранитоидных расплавах и в конечной их стадии – пегматитовом расплаве.

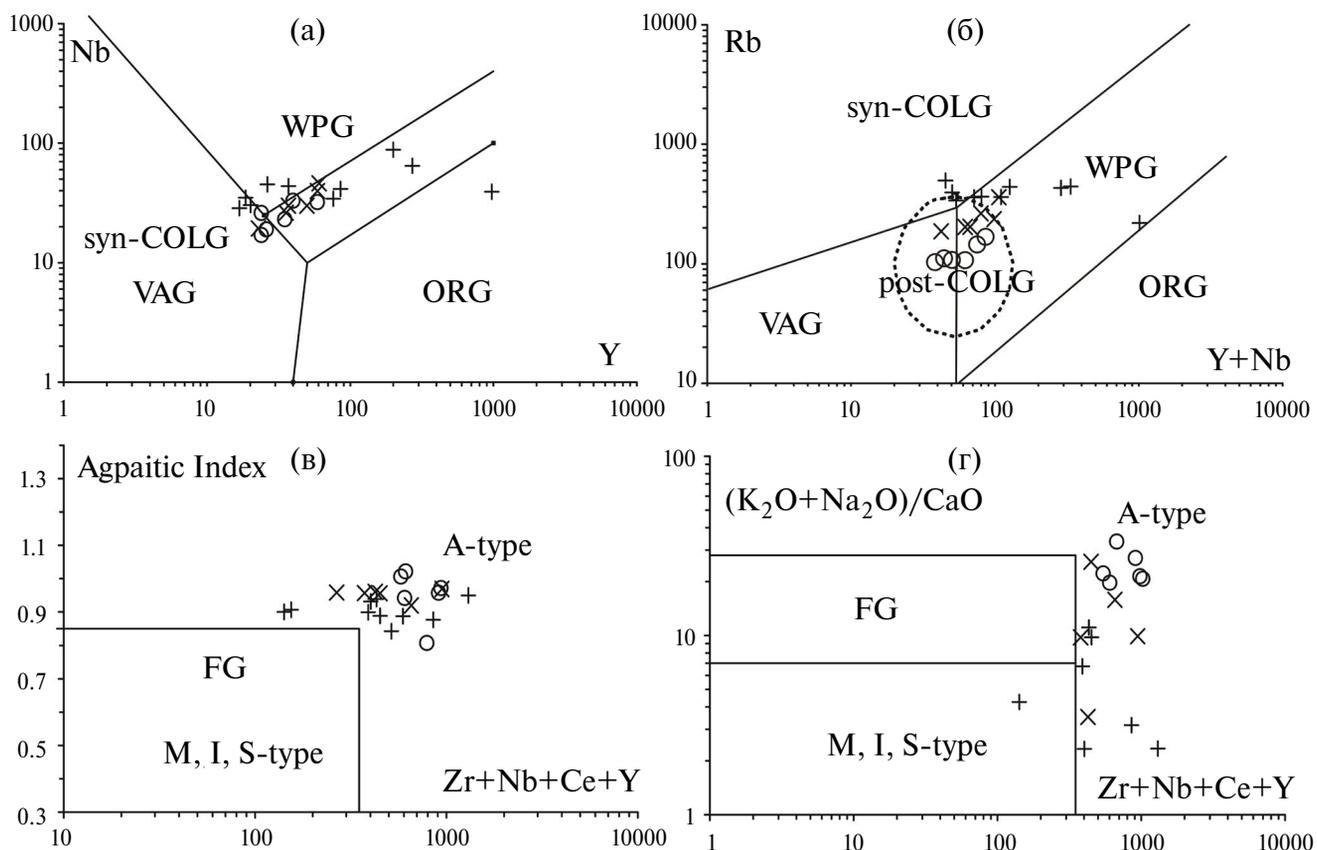
ОБСУЖДЕНИЕ

В изученных щелочных гранитах и пегматитах на Ингурском массиве нами встречены одни и те же сквозные пороодообразующие, акцессорные и гидротермальные минералы, такие как ильменит, магнетит, рутил, лейкоксен, циркон, титанит, фторапатит, монацит-Се, ксенотим-У, торит, флюорит, бастнезит-Се, галенит, сфалерит, гематит, флюоцерит-Се, ториевый минерал, гидроокислы Fe и Mn. В гранитах чаще отмечается ильменит и магнетит, которых меньше в пегматитах. В пегматитах значительно больше гидроокислов железа и марганца, гематита и глинистых минералов. Не установленный ториевый минерал встречается только в гранитах, а в пегматитах находятся только продукты его распада. В пегматитах чаще встречаются ксенотим-У и монацит-Се, появляется флюоцерит-Се и Та-Nb минералы. Такое обогащение РЗЭ-содержащих минералов в пегматитах объясняет положительные тренды с накоплением редких и редкоземельных элементов (см. фиг. 12). Это также подтверждает, что магматическая система была замкнутой, без привноса каких-либо дополнительных компонентов. Таким образом, пегматиты имеют аналогичный минеральный состав с вмещающими их



Фиг. 10. Графики нормированного распределения элементов-примесей к хондриту по (Sun et al., 1989) в породах Ингурского и Шербахтинского массивов.

1–2 – породы Ингурского массива: 1 – щелочные биотит-рибекитовые, аляскитовые и арфведсонитовые граниты, 2 – пегматиты; 3 – щелочные граниты Шербахтинского массива по (Tsygankov et al., 2021).



Фиг. 11. Классификационные диаграммы (Pearce et al. 1984; Whalen et al. 1987) для пород Ингурского и Шербахтинского массивов по (Tsygankov et al., 2021). Условные на фиг. 9.

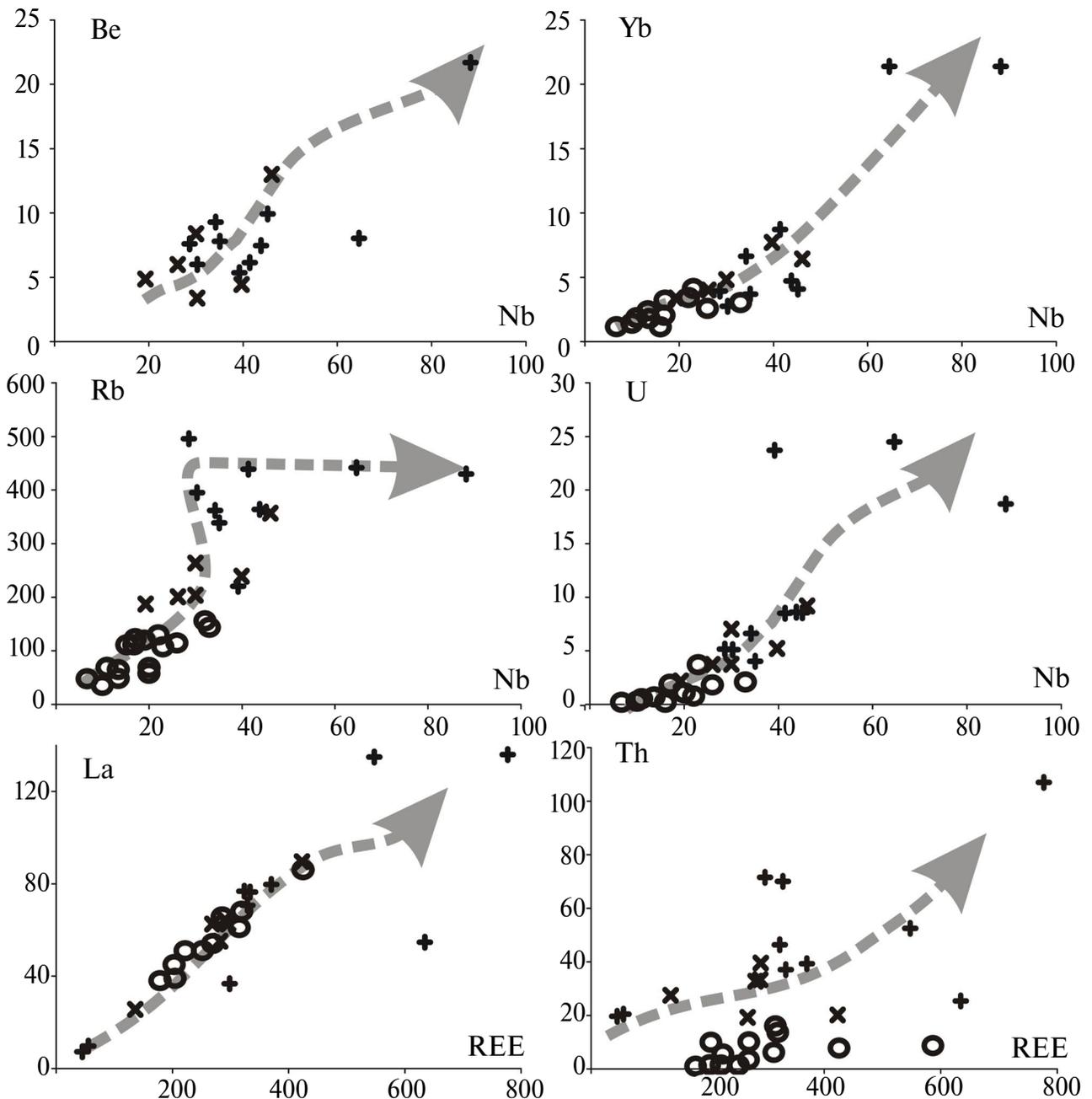
WPG – внутриплитные граниты; ORG – граниты океанических хребтов; VAG – граниты вулканических дуг; syn-COLG – коллизионные граниты; post-COLG – постколлизионные граниты; A-type – A-тип гранитов; FG – фракционированные граниты; M, I, S-type – нефракционированные граниты.

гранитами, но отличаются степенью обогащения акцессорной рудной минерализации.

Рассматривая геологическую историю пород массива, можно сделать вывод, что формирование пород Ингурского массива было связано с дифференциацией щелочно-гранитоидного расплава и образованием пегматитов на завершающих стадиях этого процесса. Пегматиты образуют тела, характеризующиеся зональностью от мелко-среднезернистых к крупнозернистым, которая свидетельствует о продолжении кристаллизации их внутренних участков после застывания гранитоидов главной фазы. Очевидно, что этому способствовала флюидная обогащенность пегматитообразующего остаточного расплава, в частности фтором, сформировавшим в пегматитах флюоритовую минерализацию, а также РЗЭ, приведшими к кристаллизации фторкарбонатной и Zr-Ta-Nb-минерализации. Не случайно, что именно в пегматитах отмечается редкометальная Ta-Nb-минерализация,

формирование которой, согласно представлениям (Галанин и др., 1962), продолжалось на гидротермально-пневматолитической стадии.

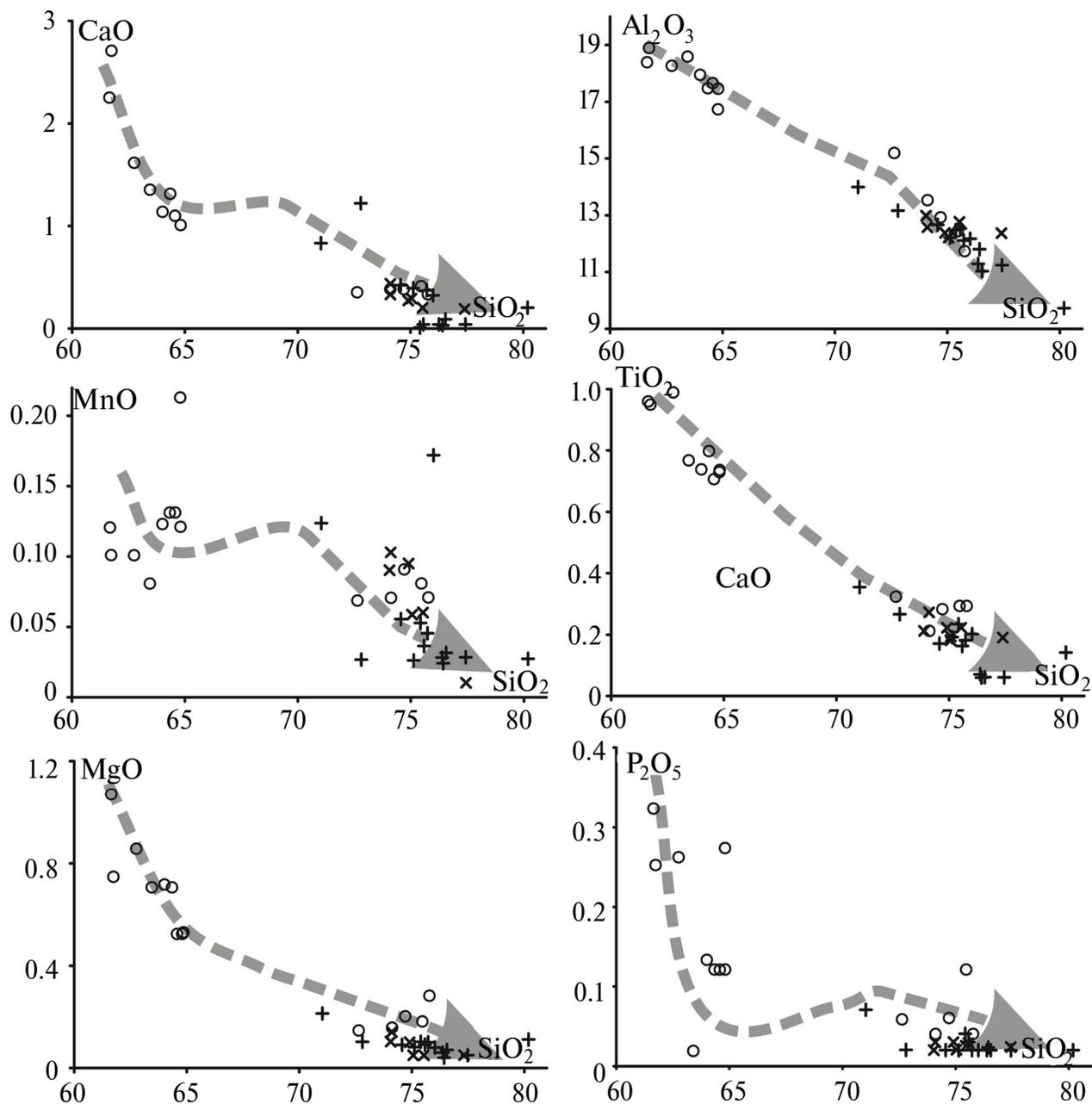
Об исходном расплаве, участвовавшем в образовании пород Ингурского массива, можно судить, сопоставляя его породы с породами Шербахтинского массива. Последний расположен в 5 км к северо-западу от Ингурского массива в той же Удино-Витимской зоне ранних каледонид. Он сложен щелочно-полевошпатовыми сиенитами и щелочными гранитами, возраст которых оценивается в 260 млн лет (Tsygankov et al., 2021). Очевидно, что возрастные и вещественные характеристики пород массивов являются сходными, что позволило объединить их в рамках общего куналейского щелочно-гранитоидного комплекса (Государственная..., 1965). Сравнение спектров распределения рассеянных элементов в щелочных гранитах обоих массивов (фиг. 10) также свидетельствует об их большом сходстве. Существующие различия



Фиг. 12. Распределение несовместимых элементов относительно Nb и REE в породах Ингурского и Шербахтинского массивов по (Tsygankov et al., 2021). Условные обозначения на фиг. 9.

незначительные. Так, щелочные граниты Шербахтинского массива в целом имеют несколько более низкие содержания Th, U, Nb, Ta и тяжелых РЗЭ, но более высокие Sr, P, Zr Hf. На графиках (см. фиг. 12, 13) 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 пределах Удино-Витимской зоны каледонид в непосредственной близости друг к другу, характеризуются близким возрастом формирования, их породы обладают близкими изотопными характеристиками ($\epsilon(\text{Nd})_t$ = от -1.5 до -2.7) и близким Nd модельным двухстадийным возрастом ~ 1.3 млрд лет (Tsygankov et al., 2021;

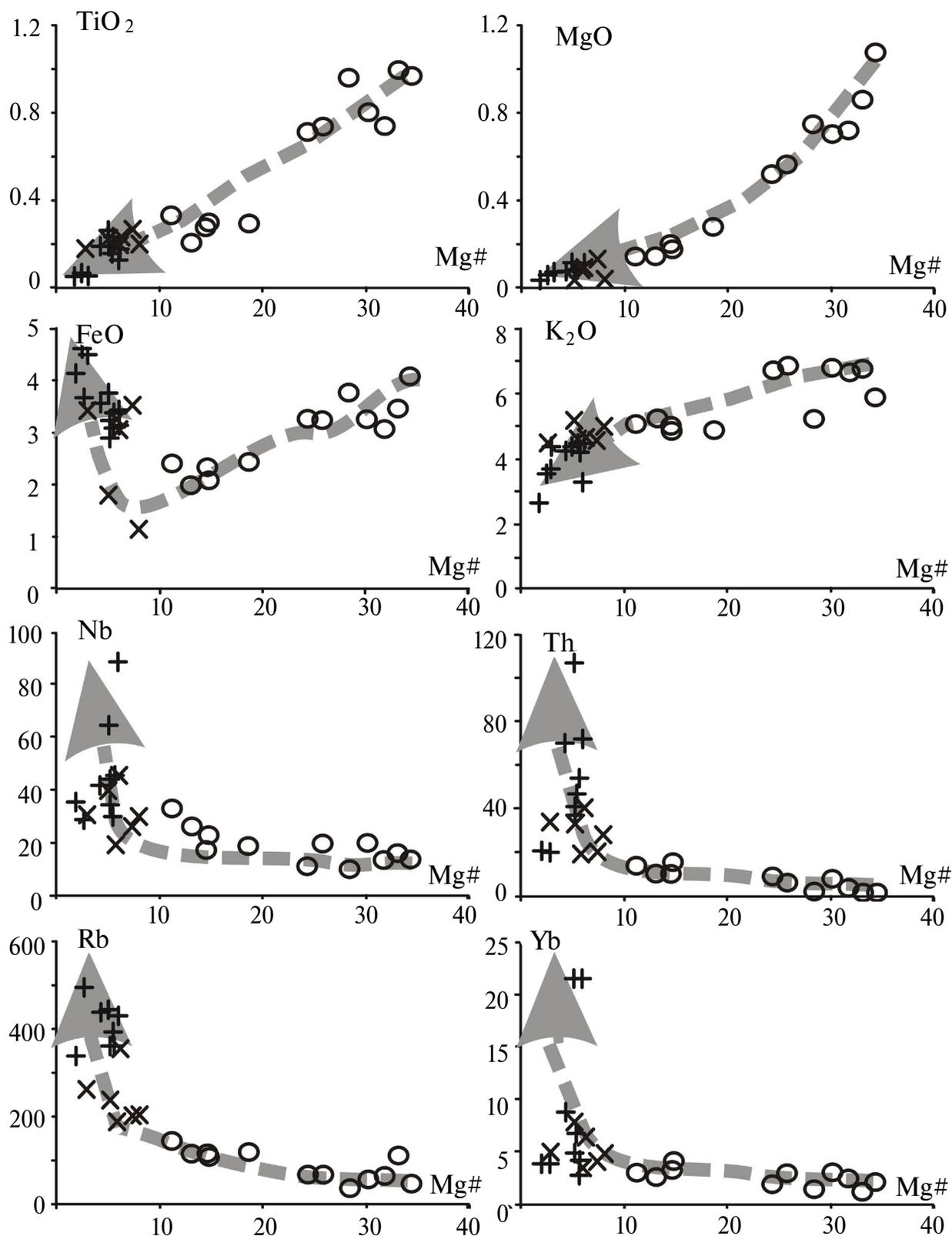


Фиг. 13. Поведение петрогенных элементов относительно SiO₂ в породах Ингурского и Шербахтинского массивов по (Tsygankov et al., 2021). Условные обозначения на фиг. 9.

Рампилова и др., 2022), что указывает на общие для них источники магматизма.

На фиг. 14 показано поведение ряда петрогенных окислов и рассеянных элементов в породах обоих массивов относительно величины магнезиальности MgO[#], используемой в качестве индекса дифференциации. Их распределение подчиняется общим трендам, при этом магнезиальность пород Шербахтинского массива является более высокой (Mg[#] > 10), чем

пород Ингурского массива (Mg[#] < 10), 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



Фиг. 14. Распределение петрогенных окислов и несовместимых элементов относительно величины $Mg^\#$ в породах Ингурского и Шербахтинского массивов по (Tsygankov et al., 2021). Условные обозначения на фиг. 9.

щелочно-гранитоидных расплавов и обусловленного опережающей кристаллизацией полевых шпатов (Андреева и др., 2018).

В целом совокупность составов Шербахтинского и Ингурского массивов образует общую последовательность, которую можно рассматривать как эволюционный ряд составов, возникший при дифференциации магмы сиенитового состава. При этом породы Шербахтинского массива отвечают начальной фазе этого ряда, а породы Ингурского массива его завершению. Недостающие начальные члены 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.

В геохимическом отношении породы Ингурского массива практически не выделяются на фоне других массивов позднепалеозойских и раннемезозойских щелочных гранитов Западного Забайкалья. По данным (Е.Н. Галанина и др., 1962), Ингурское рудопроявление редкометальных пегматитов незначительное и не представляет промышленного интереса, но, тем не менее, важно с точки зрения условий появления редкометальной минерализации. Что же способствовало ее образованию? Как представляется, этому способствовало два фактора.

Первый — высокая флюидонасыщенность щелочногранитоидных расплавов массива, способствовавшая их глубокой дифференциации с накоплением рудной минерализации в поздних производных пегматитового и пневматолитического процессов. Ее показателем является флюоритовая акцессорная минерализация в породах массива и рудная в пегматитах, свидетельствующие о насыщенности исходных расплавов фтором и его накоплении в остаточных пегматитобразующих расплавах.

Второй фактор — это длительное пребывание пород массива в условиях, способствовавших глубокой дифференциации расплава, а также накоплению и перераспределению рудных элементов на заключительных стадиях магматического процесса. Это утверждение опирается на результаты реконструкции термической истории пород массива. Соответствующие подходы, активно разрабатываемые в последнее время (Травин и др., 2012, 2023; Травин, 2016), используют методы

датирования минералов с различными температурами закрытия изотопных систем (Hodges, 2004), например, U/Pb по циркону ($T_c \sim 900^\circ\text{C}$), $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ по амфиболу ($T_c \sim 550^\circ\text{C}$). Полученные по ним оценки позволяют выделить рубежи в термическом состоянии магматических тел в процессе их остывания. Для пород Ингурского массива такие рубежи установлены на основе геохронологических данных, полученных U-Pb методом по циркону — 272 млн лет (Рампилова и др., 2022) и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом по амфиболу — 266 млн лет (Лыхин и др., 2024). Эти оценки дают основание предполагать относительно длительную ~ 6 млн лет термическую эволюцию пород массива при температурах между 900 и 550 °C, отвечающих значениям закрытия изотопных систем соответственно в цирконе и амфиболе. Такие продолжительные условия кристаллизации и нахождение остаточных флюидонасыщенных расплавов при субсолидусных температурах должны были привести к глубокой дифференциации и перераспределению вещества в магматической камере. По крайней мере, исследования РТХ-параметров кристаллизации расплавов на основе изучения расплавных включений в минералах гранитов и миароловых пегматитов (Перетяжко, 2010; Смирнов, 2015) показывают, что завершение кристаллизации расплавов и переход к минералообразованию из флюидонасыщенных магм происходит при температурах ниже 750 °C в диапазоне давлений ~2–4 кбар. А по данным экспериментальных исследований, температуры гранитного минимума при добавлении фтора опускаются до 550–600 °C (Коваленко, 1979; Коваленко и др., 1996). Все это показывает, что дифференциация остаточных расплавов Ингурского массива вполне могла продолжаться в условиях их длительного остывания вплоть до температур закрытия Ar-Ar-системы в амфиболе, что должно было способствовать образованию рудной минерализации из изначально слабо обогащенных щелочно-гранитоидных магм.

Завершая, отметим, что вывод о факторах, способствовавших образованию рудной минерализации в породах Ингурского массива, отражает необходимые и достаточные условия для накопления рудных элементов в магматическом процессе. Эти условия, очевидно, следует учитывать при оценке редкометальной продуктивности щелочных гранитоидов, в первую очередь, участвующих, как и граниты Ингурского массива, в строении позднепермской — раннетриасовой щелочногранитоидной провинции Западного Забайкалья.

ВЫВОДЫ

Таким образом, изучение рудоносного Ингу́рско-го массива позволяет сделать вывод о том, что образование рудной минерализации было связано с длительной дифференциацией расплавов в условиях термостатирования с накоплением рудных элементов в наиболее поздних продуктах дифференциации остаточных пегматитовых расплавов. Основным фактором, приведшим к образованию редкометальной минерализации в пегматитах, послужила высокая флюидонасыщенность щелочных гранитов массива, ставшая причиной их глубокой дифференциации. Вторым фактором была достаточно длинная термическая история пород массива, способствовавшая накоплению рудных элементов на заключительных стадиях магматического процесса.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнена в лаборатории редкометального магматизма ИГЕМ РАН по теме FMMN-2024-0016, экспедиционные работы были проведены в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации в НИР ИГХ СО РАН по теме № 0284-2021-0006.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

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

Андреева И.А., Борисовский С.Е., Ярмолюк В.В. Комендитовые расплавы раннемезозойской бимодальной ассоциации Сант (Центральная Монголия) и механизмы их формирования // Докл. РАН. 2018. Т. 481. № 4. С. 400–406.

<https://doi.org/10.31857/S086956520001749-6>

Булнаев К.Б., Карманов Н.С. Редкометальное оруденение в шпировых пегматитах Ингу́рско-го массива щелочных гранитов (Западное Забайкалье) // Геология и разведка. 2005. № 2. С. 24–28. ID 20143169

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

Галанин Е.Н., Васильченко В.В. Отчет о результатах работ Ингу́рской поисково-разведочной партии за 1961 г. пос. Багдарин. 1962. 171 с.

Гинзбург А.И. О некоторых группах гранитных пегматитов, образовавшихся в различных геологических условиях и их оценке // Разведка недр. 1952. № 2.

Гинзбург А.И. Геохимические особенности пегматитового процесса. Сб. докл. советских геологов на XXI сессии Международного геол. конгресса. Москва. Изд-во АН СССР, 1960.

Государственная геологическая СССР масштаба 1 : 200 000. Лист N-49-XXIV. Объяснительная записка. М.: ВСЕГЕИ, 1965.

Горжевецкая С.А., Луговской Г.П., Сидоренко Г.А. Первая находка Самирезида в Советском Союзе // Докл. АН СССР. 1965. Т. 162. № 5. С. 1148–1151.

Дорошкевич А.Г., Рупп Г.С., Сергеев С.А., Конопелько Д.Л. U-Pb (SRIMP-II) изотопное датирование цирконов из щелочных пород Витимской провинции, Западное Забайкалье // ДАН. 2012. Т. 433. № 1. С. 297–301.

Дорошкевич А.Г., Избродин И.А., Рампилов М.О., Рупп Г.С., Ласточкин Е.И., Хубанов В.Б. Пермотриасовый этап щелочного магматизма Витимского плоскогорья (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 9. С. 1325–1344.

<https://doi.org/10.15372/GiG20180901>

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

Загорский В.Е., Перетяжко И.С. Пегматиты с самоцветами Центрального Забайкалья // Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1992. 224 с.

Загорский В.Е., Макагон В.М., Шмакин Б.М. Систематика гранитных пегматитов // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 5. С. 422–435.

Занвилевич А.Н., Литвиновский Б.А., Андреев Г.В. Монголо-Забайкальская щелочно-гранитоидная провинция. М.: Наука, 1985. 232 с.

Коваленко В.И. Петрология и геохимия редкометальных гранитоидов Наука: Новосибирск, 1977. 205 с.

Коваленко В.И., Царева Г.М., Наумов В.Б., Хервиг Р., Ньюман С. Магма пегматитов минералообразующих сред // Петрология. 1996. Т. 4. № 3. С. 295–309.

Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Андреева И.А., Ашихмина Н.А., Козловский А.М., Кудряшова Е.А., Кузнецов В.А., Листратова Е.Н., Лыхин Д.А., Никифоров А.В. Редкометальный магматизм: ассоциации пород, состав и источники магм, геодинамические обстановки формирования / В кн.: Типы магм и их источники в истории Земли. В 2-х частях. Гл. ред.: Богатиков О.А., Коваленко В.И. М.: Центр инновационных проектов ИГЕМ РАН, 2006. Часть 2. 280 с.

Коваленко Н.И. Экспериментальное исследование образования редкометальных литий-фтористых гранитов. М.: Наука, 1979. 151 с.

- Конев А.А.* Нефелиновые породы Саяно-Байкальской горной области. Новосибирск: Наука, 1982. 200 с.
- Лыхин Д.А., Ярмолюк В.В., Воронцов А.А., Магазина Л.О.* Состав и термохронология щелочных гранитов Ингурского массива: к проблеме выявления факторов, способствовавших образованию редкометальной минерализации в щелочных гранитах Западного Забайкалья // Докл. РАН. 2024. Т. 519. № 2. С. 964–975. <https://doi.org/10.1134/S1028334X24601342>
- Маракушев А.А., Граменицкий Е.Н., Лукашев А.Н.* Расчлененность Коростенского плутона и его пегматитовосность // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 1. С. 16–33.
- Огородников В.Н., Поленов Ю.А., Кисин А.Ю., Савичев А.Н.* Гранитные пегматиты и пегматоиды Урала. Екатеринбург, УрО РАН, 2020. 432 с. ISBN 978-5-7691-2539-3.
- Пертяжко И.С.* Условия образования минерализованных полостей (миарол) в гранитных пегматитах и гранитах // Петрология. 2010. Т. 18. № 2. С. 195–222.
- Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Издание третье, исправленное и дополненное. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.
- Рампилова М.Н., Рампилов М.О., Избродин И.А.* Особенности вещественного состава и возраст щелочных гранитов Ингурского массива, Западное Забайкалье // Геодинамика и тектонофизика. 2022. V. 13. № 4. Article 0647. <https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-4-0647>
- Смирнов С.З.* Флюидный режим кристаллизации водонасыщенных гранитных и пегматитовых магм: физико-химический анализ // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 9. С. 1643–1663. <https://doi.org/10.15372/GiG20150906>
- Смирнов С.С.* Схема металлогении Восточного Забайкалья // Пробл. сов. геологии. 1936. Т. 6. № 10. С. 846–864.
- Смирнов С.С.* Очерк металлогении Восточного Забайкалья. М.; Л.: Госгеолгиздат. 1944. 91 с.
- Татаринев А.В.* Камнесамоцветные минеральные формации Сибири // Геология и геофизика. 1992. № 11. С. 116–125.
- Травин А.В., Владимиров А.Г., Бабин Г.А., Пономарчук В.А., Полянский О.П., Навозов О.В., Хромых С.В., Юдин Д.С., Кармышева И.В., Котлер П.Д., Михеев Е.И.* Термохронология гранитоидных батолитов (U-Pb, Ar-Ar) и оценка длительности орогенических событий // Материалы V Российской конференции по изотопной геохронологии. М.: ИГЕМ РАН, 2012. С. 344–346.
- Травин А.В.* Термохронология раннепалеозойских коллизионных, субдукционно-коллизионных структур Центральной Азии // Геология и геофизика. 2016. Т. 57 (3). С. 553–574. <https://doi.org/10.15372/GiG20160306>
- Травин А.В., Буслов М.М., Бишаев Ю.А., Цыганков А.А., Михеев Е.И.* Тектонотермическая эволюция Забайкалья в позднем палеозое-кайнозое: термохронология Ангаро-Витимского батолита // Геология и геофизика. 2023. Т. 64. № 9. С. 1303–1317. <https://doi.org/10.15372/GiG2023123>
- Ферсман А.Е.* Пегматиты. Т. 1. Гранитные пегматиты. Москва: АН СССР, 1940. 712 с.
- Шаракишинов А.О., Посохов В.Ф., Шалагин В.Л., Посохова В.А.* Рубидий-стронциевый возраст щелочных пород Витимского плоскогорья (Западное Забайкалье) // Магматизм, метаморфизм и рудоносность подвижных областей. Улан-Удэ. 1991. С. 160–169.
- Brod J.A., Gaspar J.C., Araujo D.P., Gibson S.A., Thompson R.N., Junqueira-Brod T.C.* Phlogopite and Tetra-Ferriphlogopite from Brazilian Carbonatite Complexes: Petrogenetic Constraints and Implications for Mineral-Chemistry Systematics // Journal of Asian Earth Sciences. 2001. V. 19 (3). P. 265–296. [https://doi.org/10.1016/S1367-9120\(00\)00047-X](https://doi.org/10.1016/S1367-9120(00)00047-X)
- Hodges K.V.* Geochronology and thermochronology in orogenic systems // Treatise on Geochemistry. Oxford. Elsevier, 2004. P. 263–292. <https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/03024-3>
- Laurence N.W.* IMA-CNMNC approved mineral symbols // Mineralogical Magazine. 2021. V. 85. P. 291–320. <https://doi.org/10.1180/mgm.2021.43>
- Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S. et al.* Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names // Canad. Miner. 1997. V. 35. P. 219–246. <https://doi.org/10.2113/GSCANMIN.41.6.1355>
- Leake B.E., Woolley A.R., Birch W.D. et al.* Nomenclature of amphiboles: additions and revisions to the International Mineralogical Association's amphibole nomenclature // Amer. Miner. 2004. V. 89. P. 883–887. <https://doi.org/10.1180/002646810182>
- Morimoto N., Fabries J., Ferguson A.K. et al.* Nomenclature of pyroxenes // Amer. Miner. 1988. V. 73. P. 1123–1133. <https://doi.org/10.2465/minerj.14.198>
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G.* Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. V. 25. P. 956–983. <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>

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. Geolog. Soc. London Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313–346.
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>

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>

Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites, chemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1987. P. 407–419.
<https://doi.org/10.1007/BF00402202>

RARE METAL ROCKS OF THE INGURSKY MASSIF (WESTERN TRANSBAIKALIA): COMPOSITION, GEOCHEMISTRY AND FACTORS THAT DETERMINED THE FORMATION OF RARE METAL MINERALIZATION

D. A. Lykhin^a*, V. V. Yarmolyuk^a, A. A. Vorontsov^b

^a*IGEM RAS, 35 Staromonetny Lane, Moscow, 119017 Russia*

^b*IGM SB RAS, Favorskogo str., 1-a, Irkutsk, 664033 Russia*

*E-mail: lykhind@rambler.ru

On the example of one of the massifs – Ingursky, formed within the North Mongolian – West Transbaikalian polychronic rift system, the conditions that contributed to the formation of rare metal mineralization in it were considered. The basis was the mineral-petro-geochemical studies of the ore-bearing Ingursky and the nearby ore-free Sherbakhtinsky massifs. The totality of the compositions of these arrays forms a general sequence, which can be considered as an evolutionary series that arose during the differentiation of the magma of the syenite composition. The two main factors that led to the formation of rare-metal (Be, Ta, Nb, Th, U, HREE) mineralization in the pegmatites of the Ingursky massif, the first is the high fluid saturation of the alkaline-granitoid melts of the massif, which contributed to their deep differentiation with the accumulation of ore mineralization in the late derivatives of pegmatite and pneumatolytic processes. The second is a rather long ~ 6 million years thermal history of rocks of the massif, at sufficiently high temperatures, about 900–500 °C, which contributed to the accumulation and redistribution of ore elements at the final stages of the magmatic process.

Keywords: alkaline-granitic magmatism, pegmatites, rare-metal mineralization, melt differentiation