

**РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ ГРАНИТЫ МАССИВА ТИГРИНЫЙ (СИХОТЭ-АЛИНЬ):
ГЕОХИМИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ И ОСОБЕННОСТИ ЭВОЛЮЦИИ**

**Н.Н. Крук^{1,2}, О.А. Гаврюшкина^{1,2}, Д.Г. Федосеев³, А.А. Орехов³, Е.А. Крук¹, С.А. Касаткин³,
С.Л. Медников¹**

¹ФГБУН Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, пр-т ак. Коптюга 3, г. Новосибирск, 630090; e-mail: kruk@igm.nsc.ru

²ФГАОУВШ Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, ул. Пирогова 2, г. Новосибирск, 630090; e-mail: o.gavryushkina@gmail.com

³ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, пр-т 100 лет Владивостоку 159, г. Владивосток, 690022; e-mail: dmitry_fedoshev@bk.ru

Поступила в редакцию 13 января 2021 г.

В работе описаны геологическое строение, минералого-петрографические и геохимические особенности гранитоидов Тигриного интрузива (Центральный Сихотэ-Алинь), сопровождаемых Sn-W оруденением, сделаны выводы об особенностях их петрогенезиса. Показано, что гранитоиды имеют резко повышенные концентрации фтора и типоморфных редких элементов, соответствуя по геохимическим характеристикам редкометалльным гранитоидам Li-F типа. Установлено, что эволюция редкометалльно-гранитных магм Тигриного массива определялась двумя главными процессами: флюидно-магматическим взаимодействием, результатом которого явилось образование ультракалиевых пегматоидных гранитов – штокшайдеров, и кристаллизационной дифференциацией по «альбитовому» тренду, обусловившей формирование более низкокремнистых, глиноземистых, натровых расплавов завершающей фазы. Последние, вероятнее всего, внедрялись в условиях открытой или частично открытой системы и в ходе кристаллизации испытали интенсивную дегазацию, что привело к образованию поздних плагиоклазовых гранитов, имеющих более низкие, в сравнении с предшествующими породами, содержания фтора и типоморфных редких элементов. Отделившиеся высокофтористые флюиды, обогащенные редкими щелочами и рудными компонентами, сформировали объемную грейзеновую залежь Тигренок, содержащую основной объем наиболее богатых руд Тигриного месторождения.

Ключевые слова: редкометалльные гранитоиды, геохимия, минералогия, Сихотэ-Алинь.

ВВЕДЕНИЕ

Проблема петрогенезиса редкометалльных гранитоидов является, пожалуй, одной из наиболее сложных в магматической петрологии и имеет как фундаментальное, так и прикладное значение. Фундаментальный аспект состоит в том, что кремнекислые магмы, обогащенные несовместимыми редкими элементами и имеющие высокие (до аномальных) содержания летучих компонентов, не могут формироваться при частичном плавлении распространенных пород континентальной коры или дифференциации гранитоидных расплавов других геохимических типов в «закрытой» системе. С прикладной точки зрения интерес к процессам формирования редкометалльно-гранитных магм объясняется их высоким

рудноносным потенциалом в отношении целого ряда редких элементов.

Одним из важных аспектов указанной проблемы являются механизмы эволюции редкометалльных магм, приводящие, с одной стороны, к формированию ультраредкометалльных разновидностей, а с другой – обеспечивающие образование богатых рудных месторождений. Ряд исследователей [8, 9] предполагает главным фактором этого процесса кристаллизационную дифференциацию магм с накоплением редких и летучих элементов в остаточных расплавах, другие считают основным механизмом флюидно-магматическое взаимодействие [13, 21 и др.]. Широкое разнообразие редкометалльных гранитоидов позволяет предполагать, что эти процессы

могут происходить синхронно (в том числе – в рамках одной ассоциации).

Предлагаемая статья посвящена позднемеловым редкометалльным гранитам Тигриного массива (Центральный Сихотэ-Алинь). Описание геологического строения интрузива, особенностей слагающих его пород и сопутствующего им оруденения приведено в целом ряде публикаций [6, 10, 16–18, 27 и др.]. В данной работе мы приводим новые данные по геохимии и минералогии пород массива, позволяющие оценить вклад разных петрогенетических механизмов в эволюцию редкометалльно-гранитных систем.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ИНТРУЗИВА

Тигриный интрузив расположен в Центральном Сихотэ-Алине (рис. 1) в правом борту р. Тигриная, левого притока р. Дальняя (Татиби).

В тектоническом отношении массив приурочен к зоне сопряжения юрского Самаркинского и раннемелового Журавлевского террейнов, отделенных друг от друга Центрально-Сихотэ-Алинским и Тигриным разломами (рис. 2, а).

Магматические ассоциации указанного района представлены раннемеловыми [11, 19] гранитоидами татибинского комплекса, слагающими крупный Излучинский массив и ряд более мелких тел (рис. 2, а), условно позднемеловыми монзонитоидами интрузии ключа Буреломный и гранитоидами Тигриного массива. Вмещающими породами для них являются раннемеловые (валанжин) терригенные толщи Журавлевского террейна. Породы смяты в крупные складки, вытянутые в северо-восток-восточном (до субширотного) направлении, непосредственно в районе интрузива фиксируется куполовидная структура, рассматриваемая как часть крупного сводового поднятия [1, 14].

Редкометалльные гранитоиды в пределах Тигриного массива представлены интрузивными и субвулканическими разновидностями. На современном уровне эрозионного среза гранитоиды обнажены в виде двух изолированных штоков: Большого (нижнего) и Малого (верхнего), сопровождающихся многочисленными апофизами (рис. 2, б). В обрамлении массива присутствуют дайки догранитных риолит-порфириров и монзонитоидов (пироксеновых порфиритов), в центральной части встречены единичные тела пострудных диоритовых порфиритов и оливиновых базальтов

Большой шток находится вблизи водораздела ручьев Тигриный и Буреломный. Это удлиненное в северо-западном направлении тело, имеющее простое

внутреннее строение: единственной разновидностью являются светло-серые риолит-порфиры I фазы, содержащие во вкрапленниках кварц, полевые шпаты и литиевую слюду. В периферических частях штока породы имеют ярко выраженный субвулканический облик, ближе к центру основная масса становится более раскристаллизованной. Терригенные породы на контактах большого штока ороговикованы, иногда окварцованы.

Малый шток расположен к востоку от Большого и отделяется от него перемычкой роговиков шириной чуть более 100 м. Вблизи контактов Малого штока метатерригенные породы метасоматизированы с появлением новообразованных чешуек слюды, а непосредственно на контакте в ряде случаев превращены в кварц-слюдястые грейзены. Малый шток представляет собой трубообразное тело, погружающееся на юг под углом около 30°. По данным [10, 14–18, 27, 31], Малый шток имеет достаточно сложное строение. Он осложнен многочисленными апофизами, имеющими, в основном, субмеридиональное и субширотное направление. На южном контакте штока проявлена зона краевых пегматитов мощностью до 6 м.

Верхняя часть штока (до глубины около 200 м.) сложена среднезернистыми порфиroidными протолитионит-циннвальдитовыми гранитами, выделяемыми как II фаза массива. В приконтактной части породы имеют резко выраженный порфиroidный облик и диагностируются как гранит-порфиры. В прикровельной части массива встречены единичные дайки фельзит-порфириров. На более глубинных уровнях массива (вскрытых скважинами) среднезернистые граниты сменяются мелкозернистыми резко порфиroidными разновидностями с тонкокристаллической основной массой, содержащими округлые вкрапленники кварца (III фаза). В центральной части штока, выше контакта средне- и мелкозернистых гранитов, локализовано главное оловоносное грейзеновое тело – залежь Тигренок.

Детальные описания взаимоотношений пород массива, суммированные в [6], указывают на их фазовый характер. Наиболее ранними являются риолит-порфиры Большого штока. Их контакты с апофизами Малого штока вскрыты скважинами. В качестве наиболее поздних образований рассматриваются резко порфиroidные граниты глубинных частей Малого штока. Соотношения этих пород с поздними дайками фельзит-порфириров, обнаруженных в прикровельной части массива, остаются невыясненными.

Основной объем рудной минерализации, связанной с гранитоидами Тигриного массива, представлен олово-вольфрамоносными грейзенами и кварцевыми

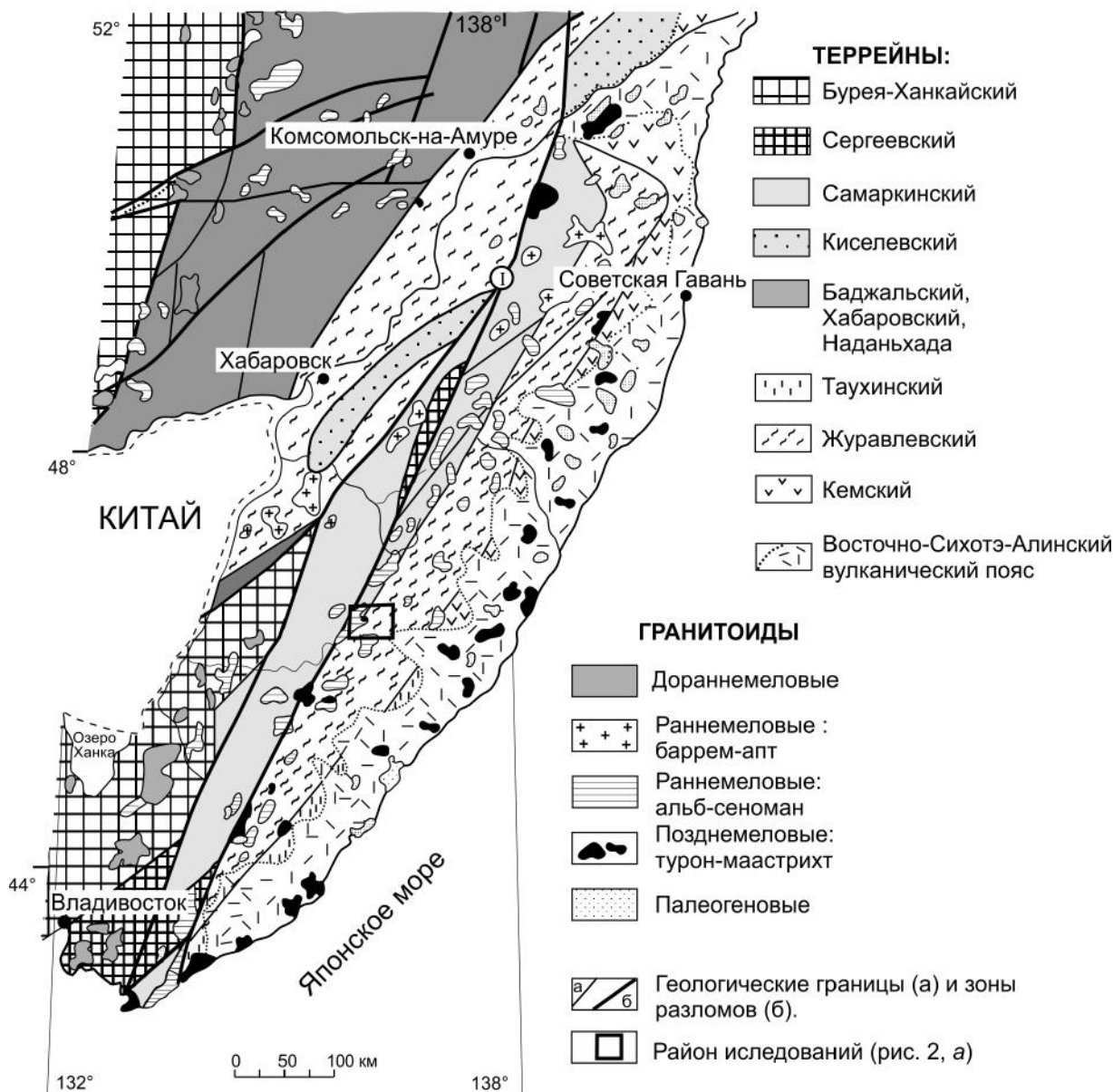


Рис. 1. Геологическая схема южной части Сихотэ-Алинского орогенного пояса и смежных территорий (по [2]).

жилами [10, 18, 24, 31]. Известны также ранние проявления молибденовой минерализации, приуроченные к ранним фазам внедрения и представляющие, по мнению [15], самостоятельную рудную формацию.

Структурная позиция гранитоидов и локализация рудных тел определялась несколькими системами разрывных нарушений, формировавшимися последовательно и связанными с влиянием региональных разломов (близмеридионального – Центрального Сихотэ-Алинского и близширотного – Тигриного) [1, 3, 6, 10, 14, 31]. К ранним субширотным трещинам с азимутами падения 85–100° приурочены, главным образом, апофизы гранитоидов Малого штока. Пологие

разрывные нарушения с падением на ЮВ 20–40° вмещают раннюю молибденовую минерализацию. Основной объем рудоносных жил и прожилков, содержащих Sn-W оруденение, контролировался системами трещин северо-западного (315–340°) направления.

Наиболее богатые руды локализованы в зоне пересечения систем близмеридиональных и субширотных трещин. Здесь, в центральной части Малого штока, выше контакта гранитов II и III фаз образовалась зона брекчий, имеющая, по мнению [6], гидротермально-эксплозивную природу. В ее пределах расположено изометричное линзовидное тело массивных грейзенов – залежь Тигренок.

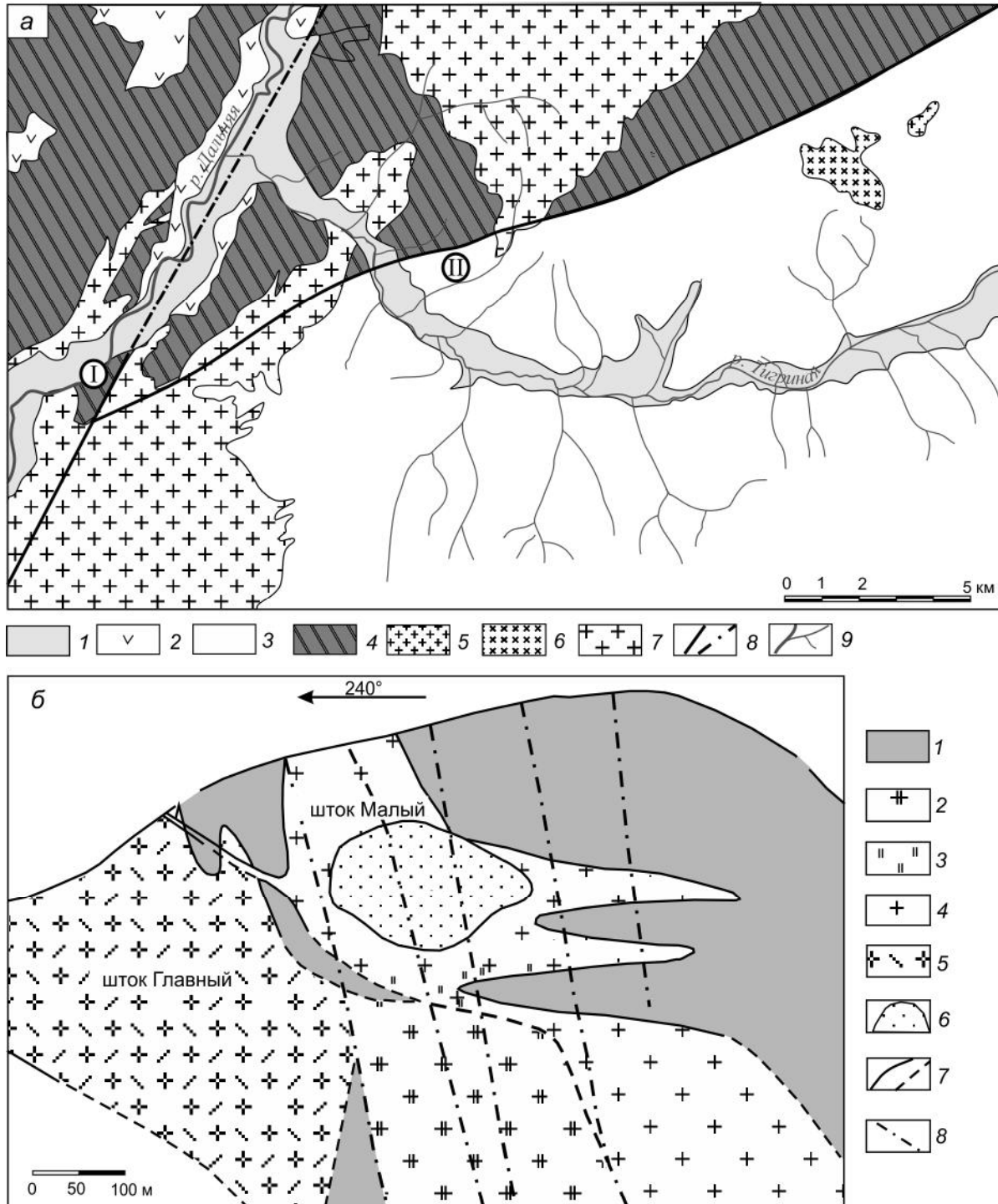


Рис. 2. Геологическая схема Тигриного магматического ареала (а).

1 – четвертичные отложения, 2 – позднемеловые вулканиты, 3 – терригенные толщи Журавлевого террейна (K_1), 4 – терригенно-кремнисто-вулканогенные толщи Самаркинского террейна (PZ_3-J_3), 5 – позднемеловые редкометалльные гранитоиды Тигриного массива, 6 – позднемеловые (?) монзонитоиды, 7 – раннемеловые гранитоиды нерасчлененные, 8 – разрывные нарушения (цифры в кружках – I – Центрально-Сихотэ-Алинский, II – Тигриньский разломы), 9 – реки.

Геологический разрез месторождения Тигриное (по [6]) (б).

1 – кварц-слюдистые роговики, часто грейзенизированные и окварцованные; 2–4 – породы Малого штока: 2 – резкопорфировидные («очковые») плагиоклазовые граниты, 3 – пегматиты-«штокшайдеры», 4 – среднезернистые протолитионит-циннвальдитовые и циннвальдитовые граниты; 5 – риолит-порфиры Главного штока; 6 – основное грейзеновое тело – залежь Тигренок; 7 – геологические границы: достоверные (а) и предполагаемые (б); 8 – тектонические зоны.

Возраст гранитоидов Тигриного штока дискусионен. По мнению [4, 5, 7, 24, 27], он составляет 90–85 млн лет, в работе [17] приведены оценки 73 и 67 млн лет для гранитов II и III фаз, соответственно. Тем не менее, все имеющиеся оценки указывают на позднемеловой возраст гранитоидов и связанного с ними оруденения, что предполагает их связь с процессами формирования Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса [2, 23, 32, 33].

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ПОРОД

Риолит-порфиры Большого штока макроскопически – светло-серые, розоватые породы с порфировыми выделениями серого полупрозрачного глазкового кварца и полевых шпатов. Основная масса афанитовая. На долю основной массы в разных образцах приходится 60–80 % породы (рис. 3, а).

Порфировые выделения представлены кристаллами и гломеропорфировыми сростками кварца и полевых шпатов. Кварц образует крупные идиоморфные кристаллы, реже субидиоморфные зерна округлой формы размером 2–5 мм с равномерным погасанием. В центральных частях наиболее крупных встречаются мелкие лейсты альбита. Кварц незначительно преобладает в общем количестве порфировых выделений, на его долю приходится примерно 35–40 %.

Среди полевых шпатов во вкрапленниках наиболее широко развит микроклин. Он образует крупные лейсты (часто серицитизированные) и небольшие скопления по 3–5 кристалликов. Размер выделений 3–5 мм. Кислый плагиоклаз во вкрапленниках встречается значительно реже (не более 25 % от общего количества). Редко (не более 2–3 %) среди вкрапленников встречаются отдельные лейсты темной слюды размером не более 1–2 мм.

Основная масса сложена микрокристаллическим агрегатом кварца и полевых шпатов. Структура основной массы фельзитовая, реже сферолитовая.

Граниты Малого штока, относимые ко II фазе – неравномернозернистые, слабо порфировидные породы светло-серого или розовато-серого цвета. Вкрапленники размером от 3 до 5 мм представлены в основном субидиоморфными зернами и гломеропорфировыми сростками кварца (рис. 3, б). Зерна, как правило, чистые, с однородным погасанием, иногда содержат включения альбита. Калишпат встречается реже (20–30 % общей массы вкрапленников) и также образует субидиоморфные зерна без двойников, реже с простыми двойниками, часто содержащие включения кварца и альбита. В единичных случаях наблюдается обрастание калишпата каймами альбита, которые

придают зерну законченную кристаллографическую огранку. Еще реже во вкрапленниках встречается кислый плагиоклаз (не более 15 % вкрапленников). Его субидиоморфные зерна – меньше кристаллов кварца и калишпата (как правило – не более 2 мм), имеют тонкую полисинтетическую двойниковую штриховку. Также во вкрапленниках присутствуют единичные тонкие частично ограненные лейсты светлой слюды, плеохролирующей от бесцветного до бледно-кремового. Общее количество вкрапленников составляет 30–50 %.

В основной массе присутствуют кварц, калишпат и кислый плагиоклаз в соотношениях, типичных для гранитной эвтектики, также в небольшом количестве (5–7 %) присутствует розовато-коричневая слюда. Структура основной массы гранитная, участками микрографическая или гранофировая.

Гранит-порфиры апикальной части Малого штока – полнокристаллические порфировидные лейкократовые породы (рис. 3, в). Размеры вкрапленников – от 2 до 5 мм, их количество и состав идентичны наблюдаемым в гранитах. Основная масса полнокристаллическая, более мелкозернистая, чем в гранитах, состоит из кварца, калишпата, альбита и светлой слюды. Структура основной массы – равномернозернистая, часто коррозионная. Зерна основной массы не имеют кристаллографической огранки, их границы сильно изрезаны, характерны также взаимные прорастания зерен. Все зерна имеют облачное погасание.

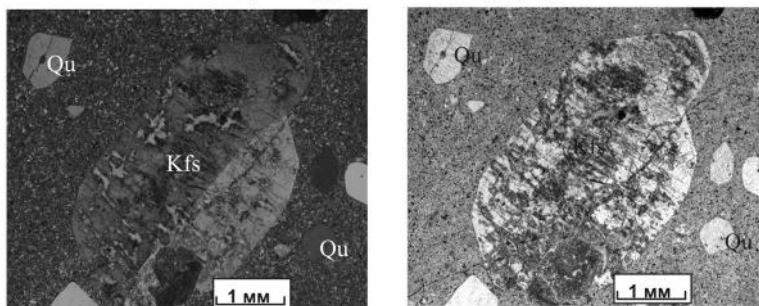
Лейкократовые порфировидные граниты III фазы – светло-серые или розоватые полнокристаллические породы с серыми полупрозрачным глазковым кварцем и лейстами светло-кремового плагиоклаза во вкрапленниках (рис. 3, г). Количество порфировых выделений варьирует в разных образцах от 30 до 45 %, размер вкрапленников – до 5 мм.

Наиболее крупные порфировые выделения образует кварц идиоморфного или субидиоморфного облика. Для идиоморфных зерен характерны включения плагиоклаза в центральной части, для субидиоморфных – в периферической части часто встречаются зоны, обогащенные включениями плагиоклаза. Редко (не более 5 % от общего числа вкрапленников) встречаются крупные зерна калишпата, содержащие многочисленные включения плагиоклаза, кварца и тонкие лейсты слюды.

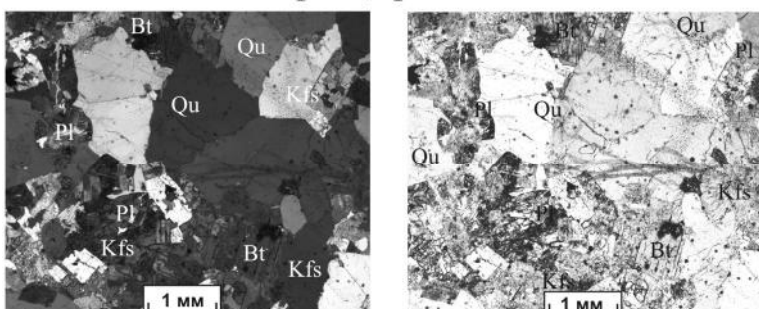
Более мелкие (2–3 мм) порфировые выделения встречаются чаще. Они сложены кислым плагиоклазом, ксеноморфным кварцем и светлой слюдой. Для лейст альбита характерны тонкие полисинтетические двойники.

Основная масса мелкозернистая (12 мм), сложена альбитом и кварцем в примерно равных количествах.

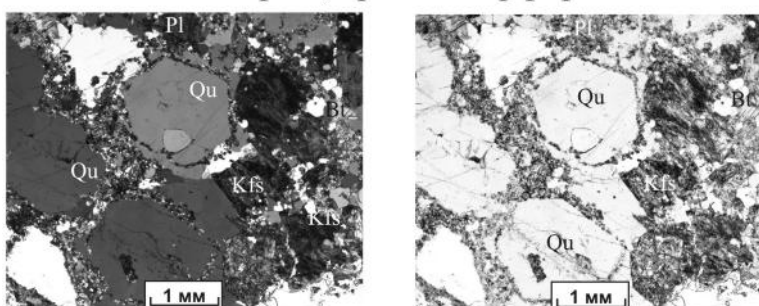
I фаза, риолит-порфир



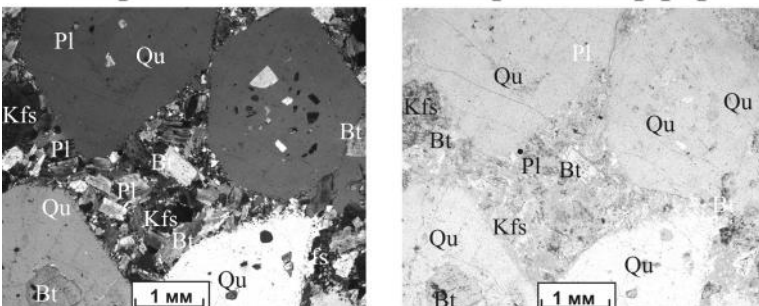
II фаза, гранит



II фаза, гранит-порфир



III фаза, плагиоклазовый гранит-порфир



дайка, фельзит-порфир

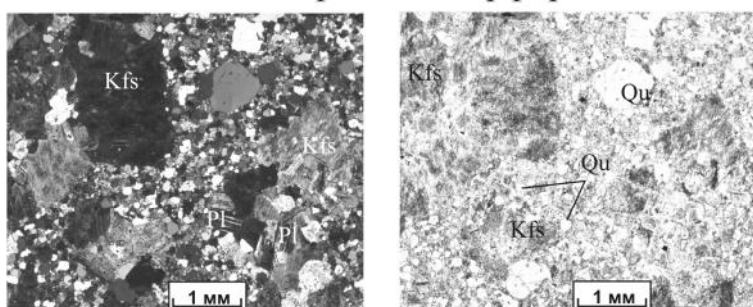


Рис. 3. Микрофотографии шлифов магматических пород Тигриного массива (левый ряд – николи скрещены, правый – без анализатора).

Qu – кварц, Kfs – полевои шпат, Pl – плагиоклаз, Bt – слюда.

вах, как второстепенный минерал встречается светлая слюда. Структура основной массы гипидиоморфно-зернистая.

Фельзит-порфиры поздних даек, секущие гранит-порфиры апикальной части Малого штока – светло-серые резко порфировидные породы с микрозернистой основной массой, содержащие до 20 % вкрапленников, представленных преимущественно кварцем и калиевым полевым шпатом, значительно реже – плагиоклазом (рис. 3, *д*). Вкрапленники кварца и калишпата – крупные (до 5 мм) субидиоморфные и частично ограненные кристаллы или гломеропорфировые сростки. Для кварца характерны округлые зерна с облачным погасанием без включений. Калишпат образует как простые кристаллы (часто с неровными зубчатыми границами), так и простые двойники. Плагиоклаз присутствует в небольшом количестве (до 10 % от общего количества порфировых выделений), образует небольшие кристаллы 1–2 мм с тонкой полисинтетической штриховкой. Основная масса аллотриоморфнозернистая, сложена кварц-калишпат-слюдистым агрегатом. Все зерна имеют ксеноморфные очертания и зубчатые границы.

Пегматиты-штокшайдеры – грубозернистые (до гигантозернистых) породы блочной структуры, сложенные пертитовым полевым шпатом, кварцем и небольшим количеством литиевой слюды.

Акцессорная минерализация во всех описанных разновидностях пород представлена цирконом, топазом, флюоритом, касситеритом, пиритом, редко – апатитом. По данным [18], встречаются также ксенотим, рутил, анатаз, колумбит, арсенопирит и молибденит.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ПОРОДОБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ

Полевые шпаты присутствуют во всех породах Тигриного массива. Для риолит-порфиров Большого штока и гранитов верхней части Малого типичен парагенезис калиевого полевого шпата (микроклина) и кислого плагиоклаза. Порфировидные граниты III фазы характеризуются резким преобладанием плагиоклаза (калишпат встречается крайне редко или отсутствует вовсе).

Плагиоклазы всех без исключения гранитоидов по составу соответствуют альбитам. Для риолит-порфиров Большого штока характерно наличие в составе плагиоклазов до 7 % анортитового и до 3 % ортоклазового миналов (средние содержания – 1 и 2 %, соответственно), в то время как в плагиоклазах из пород Малого штока доля альбитовой составляющей превышает 99 % (рис. 4, табл. 1).

Калишпаты гранитоидов Тигриного массива практически не содержат кальция. Содержания Na_2O

в калишпатах риолит-порфиров Большого штока достигают 3.18 мас. % (среднее по 8 анализам – 1.33 мас. %), в гранитах Малого – не превышают 1.44 мас. % (рис. 4, табл. 1).

Слюды гранитоидов Тигриного массива характеризуются высокой железистостью и повышенными содержаниями фтора (табл. 2). Слюды риолит-порфиров Большого штока (I фаза) по соотношениям магния, железа и алюминия соответствуют сидерофиллит-аннитам (рис. 5, *а*), слюды гранитов Малого штока (II и III фазы) относительно обогащены глиноземом и соответствуют ди-триоктаэдрическим разновидностям (на рис. 5, *а* занимают промежуточное положение между составами сидерофиллита и мусковита).

Биотиты риолит-порфиров I фазы характеризуются умеренными содержаниями фтора (1.62–1.92 мас. %) и, одновременно, содержат повышенные концентрации хлора (0.3–0.4 мас. %). Слюды гранитов II и III фазы резко обогащены фтором (5.54–6.83 и 5.12–6.38 мас. %, соответственно), а концентрации Cl в них ниже предела обнаружения рентгеновского микроанализатора.

Содержания Li в слюдах были рассчитаны исходя из концентраций F по методике [40]. Полученные данные показывают, что по содержаниям этого элемента слюды риолит-порфиров I фазы соответствуют литиевым биотитам (рис. 5, *б*), в то время как слюды гранитов II – фазы – протолитионитам и, частично, цинвальдитам, а пород III фазы – протолитионитам. Необходимо отметить, что расчётные содержания Li_2O (табл. 2) обнаруживают четкую корреляцию с концентрациями Rb_2O , непосредственно определенными микронзондом. Это внушает уверенность в корректности проведенных расчётов.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОИДОВ

По петрохимическому составу гранитоиды Тигриного штока отвечают породам умеренно-щелочной серии (рис. 6, *а*). Породы первой и второй фаз близки по петрохимическому составу. Они характеризуются повышенными концентрациями SiO_2 (74–77 мас. %), умеренными содержаниями глинозема (12–14 мас. % Al_2O_3). Для пород характерен калиевый тип щелочности с $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ от 1.1 до 1.5. На диаграмме SiO_2 – K_2O (рис. 6, *б*) точки их составов попадают в поле высококалиевых разновидностей.

Граниты третьей фазы имеют более низкую кремнекислотность (71–72 мас. % SiO_2), относительно обогащены глиноземом (16–17 мас. % Al_2O_3), имеют более высокую общую щелочность и существенно натровую специализацию щелочей ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 0.6$). На диаграмме SiO_2 – K_2O (рис. 6, *б*) точки их составов

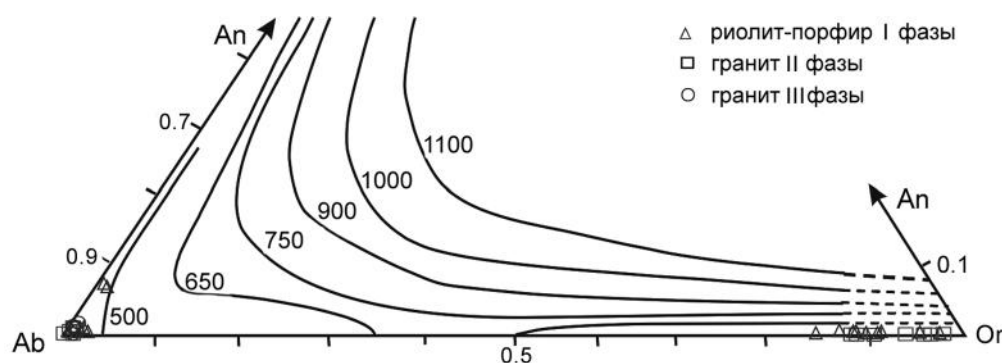


Рис. 4. Положение точек состава полевых шпатов из пород Тигриного массива на классификационной диаграмме «альбит-анорит-ортоклаз».

Линии солидуса проведены для $p(\text{H}_2\text{O}) = 1.5$ кбар по данным [26, 39].

Таблица 1. Состав полевых шпатов из гранитов Тигриного массива.

Порода	I фаза риолит-порфиры		II фаза протолитионит-циннвальдитовые граниты		III фаза плагноклазовые граниты
	калишпат	плагноклаз	калишпат	плагноклаз	плагноклаз
SiO ₂	<u>63.46–64.64</u> 64.18 (12)	<u>65.53–67.66</u> 66.96 (8)	<u>63.88–64.92</u> 64.58 (8)	<u>67.99–68.65</u> 68.33 (6)	<u>67.05–67.83</u> 67.42 (12)
Al ₂ O ₃	<u>17.62–18.10</u> 17.79 (12)	<u>18.83–20.20</u> 19.27 (8)	<u>17.80–18.09</u> 17.94 (8)	<u>19.21–19.43</u> 19.33 (6)	<u>18.94–19.57</u> 19.22 (12)
CaO	<u>н.п.о.–0.13</u> 0.06 (5)	<u>0.04–1.62</u> 0.47 (8)	н.п.о.	<u>н.п.о.–0.06</u> 0.03 (5)	<u>н.п.о.–0.39</u> 0.16 (12)
Na ₂ O	<u>0.32–3.18</u> 1.33 (12)	<u>11.46–12.56</u> 12.20 (8)	<u>0.26–1.44</u> 0.90 (8)	<u>12.12–12.72</u> 12.44 (6)	<u>12.24–12.85</u> 12.44 (12)
K ₂ O	<u>13.29–16.49</u> 15.39 (12)	<u>0.15–0.56</u> 0.27 (8)	<u>15.24–16.53</u> 15.77 (8)	<u>0.09–0.24</u> 0.16 (6)	<u>0.08–0.25</u> 0.15 (12)
Rb ₂ O	<u>н.п.о.–0.17</u> 0.10 (11)	н.п.о.	<u>0.20–0.33</u> 0.26 (8)	н.п.о.	н.п.о.
Сумма	<u>98.20–99.50</u> 98.88 (12)	<u>98.81–99.66</u> 99.26 (8)	<u>98.68–99.95</u> 99.53 (8)	<u>99.78–100.67</u> 100.35 (6)	<u>98.88–99.93</u> 99.47 (12)
Расчёт коэффициентов на 6 атомов кислорода					
Si	<u>2.99–3.01</u> 3.00 (12)	<u>2.91–2.99</u> 2.97 (8)	<u>3.00–3.01</u> 3.00 (8)	<u>2.98–2.99</u> 2.99 (6)	<u>2.96–2.99</u> 2.98 (12)
Al	<u>0.98–0.99</u> 0.98 (12)	<u>0.98–1.06</u> 1.01 (8)	<u>0.98–0.99</u> 0.98 (8)	<u>0.99–1.00</u> 1.00 (6)	<u>0.99–1.02</u> 1.00 (12)
Ca	<u>0–0.01</u> 0.00 (12)	<u>0.00–0.08</u> 0.02 (8)	0	<u>0–0.00</u> 0.00 (6)	<u>0–0.02</u> 0.01 (12)
Na	<u>0.03–0.29</u> 0.12 (12)	<u>0.99–1.08</u> 1.05 (8)	<u>0.02–0.13</u> 0.08 (8)	<u>1.03–1.08</u> 1.05 (6)	<u>1.05–1.10</u> 1.06 (12)
K	<u>0.78–0.99</u> 0.92 (12)	<u>0.01–0.03</u> 0.02 (8)	<u>0.90–0.99</u> 0.94 (8)	<u>0.01–0.01</u> 0.01 (6)	<u>0.00–0.01</u> 0.01 (12)
Rb	<u>0.00–0.01</u> 0.00 (12)	0	<u>0.01–0.01</u> 0.01 (8)	0	0
Or	<u>0.73–0.97</u> 0.88 (12)	<u>0.01–0.03</u> 0.01 (8)	<u>0.87–0.98</u> 0.92 (8)	<u>0.00–0.01</u> 0.01 (6)	<u>0.00–0.01</u> 0.01 (12)
An	<u>0.00–0.01</u> 0.00 (12)	<u>0.00–0.07</u> 0.02 (8)	<u>0.00–0.00</u> 0.00 (8)	<u>0.00–0.00</u> 0.00 (6)	<u>0.00–0.02</u> 0.01 (12)
Ab	<u>0.03–0.27</u> 0.11 (12)	<u>0.92–0.99</u> 0.97 (8)	<u>0.02–0.13</u> 0.08 (8)	<u>0.99–1.00</u> 0.99 (6)	<u>0.97–1.00</u> 0.99 (12)

Примечание. Данные электронно-зондового анализа (ЕМРА), мас. %. В числителе указан диапазон значений от минимального до максимального, в знаменателе – среднее, в скобках – количество значений выше предела обнаружения, н.п.о. – ниже предела обнаружения. Анализы выполнены в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН (г. Новосибирск).

Таблица 2. Состав слюд из гранитов Тигриного массива.

Порода	I фаза Риолит-порфиры	II фаза Протолитионит-циннвальдитовые. граниты	III фаза плаггиоклазовые граниты
SiO ₂	$\frac{33.09-35.17}{34.24}$ (12)	$\frac{40.64-46.52}{43.13}$ (15)	$\frac{42.00-46.41}{44.54}$ (16)
TiO ₂	$\frac{1.59-3.31}{2.35}$ (12)	$\frac{0.04-0.62}{0.42}$ (15)	$\frac{0.03-0.17}{0.11}$ (16)
Al ₂ O ₃	$\frac{15.01-19.64}{18.56}$ (12)	$\frac{22.00-23.66}{22.68}$ (15)	$\frac{21.19-23.78}{23.16}$ (16)
MgO	$\frac{0.24-0.42}{0.32}$ (12)	$\frac{0.08-0.13}{0.11}$ (15)	$\frac{\text{н.п.о.}-0.05}{0.04}$ (16)
FeO	$\frac{30.30-36.36}{32.28}$ (12)	$\frac{11.79-17.66}{14.41}$ (15)	$\frac{12.86-15.40}{14.35}$ (16)
MnO	$\frac{0.46-0.64}{0.52}$ (12)	$\frac{1.04-1.96}{1.42}$ (15)	$\frac{0.99-1.37}{1.25}$ (16)
CaO	$\frac{\text{н.п.о.}-0.04}{0.01}$ (9)	$\frac{\text{н.п.о.}-0.09}{0.03}$ (10)	$\frac{\text{н.п.о.}-0.04}{0.02}$ (11)
Na ₂ O	$\frac{0.03-0.11}{0.08}$ (12)	$\frac{0.13-0.24}{0.17}$ (15)	$\frac{0.11-0.20}{0.15}$ (16)
K ₂ O	$\frac{8.73-9.40}{9.19}$ (12)	$\frac{9.55-9.93}{9.72}$ (15)	$\frac{9.50-9.97}{9.76}$ (16)
Li ₂ O*	$\frac{0.74-0.94}{0.83}$ (12)	$\frac{3.81-5.03}{4.33}$ (15)	$\frac{3.44-4.59}{4.16}$ (16)
Rb ₂ O	$\frac{0.11-0.56}{0.22}$ (12)	$\frac{0.48-1.19}{0.82}$ (15)	$\frac{0.64-1.05}{0.83}$ (16)
F	$\frac{1.62-1.92}{1.75}$ (12)	$\frac{5.54-6.83}{6.10}$ (15)	$\frac{5.12-6.38}{5.92}$ (16)
Cl	$\frac{0.31-0.40}{0.35}$ (12)	н.п.о.	н.п.о.
Сумма	$\frac{98.08-101.23}{99.88}$ (12)	$\frac{96.77-99.96}{99.01}$ (15)	$\frac{94.08-101.62}{100.14}$ (16)

лежат в поле пород высококалийевой серии вблизи границы с умереннокалийевой. Пегматиты-штокшайдеры характеризуются еще более низкой кремнекислотностью (64–67 мас. % SiO₂), имеют максимальные среди пород ассоциации содержания щелочей (10.5–11.8 мас. % Na₂O + K₂O) и, особенно, калия (до 9.5 мас. % K₂O, рис. 6, а, б). Общей особенностью всех пород массива является слабая пересыщенность глиноземом (рис. 6, д), высокая (> 90 %) железистость (рис 6, е), низкие содержания фемических элементов, кальция и фосфора (табл. 3).

Фельзит-порфиры даек, секущих породы второй фазы, по петрохимическому составу сходны с вмещающими гранитоидами (табл. 3, рис. 6).

Редкоэлементный состав гранитоидов Тигриного штока характеризуется резко повышенными концентрациями фтора и крупноионных литофильных элементов (Li, Rb, Cs), ряда высокозарядных элементов (Ta, Nb, Hf, Th, U), а в некоторых разновидностях – Y

и «тяжелых» РЗЭ. Минимальные концентрации фтора и LILE фиксируются в порфировидных риолитах первой фазы. Одновременно эти породы обладают максимальными содержаниями щелочноземельных элементов (Sr, Ba), сидерофильных элементов (Sc, V, Cr, Co), а также ряда высокозарядных элементов (Ta, Hf, U, Ga) (табл. 3).

Для риолит-порфиров характерны слабо повышенные, в сравнении с кларковым уровнем, концентрации РЗЭ (суммарно – 190–204 г/т), квазисимметричные спектры их распределения со слабым положительным уклоном и глубоким европейским минимумом ((La/Yb)_N = 0.8–0.9, ΔEu = 0.2–0.3 (рис 7, а).

Граниты и гранит-порфиры второй фазы не различимы по редкоэлементным характеристикам. В сравнении с риолит-порфирами они обладают более высокими содержаниями фтора, LILE, некоторых HFSE (Hf, Ta, U, Ga), пониженными содержаниями Sr, Ba и сидерофильных элементов (рис. 7, табл. 3). Содержа-

Таблица 2. (окончание).

Расчёт коэффициентов на 11 атомов O			
Порода	I фаза Риолит-порфиры	II фаза Протолитионит-циннвальдитовые. граниты	III фаза плаггиоклазовые граниты
Si	<u>2.62–2.66</u> 2.62	<u>2.77–3.00</u> 2.87	<u>2.85–3.00</u> 2.92
Ti	<u>0.09–0.19</u> 0.14	<u>0.00–0.03</u> 0.02	<u>0.00–0.01</u> 0.01
Al ^(IV)	<u>1.34–1.38</u> 1.38	<u>1.00–1.23</u> 1.13	<u>1.00–1.15</u> 1.08
Al ^(VI)	<u>0.03–0.41</u> 0.30	<u>0.60–0.70</u> 0.65	<u>0.66–0.75</u> 0.71
Mg	<u>0.03–0.05</u> 0.04	<u>0.01–0.01</u> 0.01	<u>0.00–0.01</u> 0.00
Fe	<u>1.94–2.41</u> 2.07	<u>0.63–1.01</u> 0.80	<u>0.70–0.85</u> 0.79
Mn	<u>0.03–0.04</u> 0.03	<u>0.06–0.11</u> 0.08	<u>0.05–0.08</u> 0.07
Ca	<u>0–0.00</u> 0.00	<u>0–0.01</u> 0.00	<u>0–0.00</u> 0.00
Na	<u>0.00–0.02</u> 0.01	<u>0.02–0.03</u> 0.02	<u>0.01–0.02</u> 0.02
K	<u>0.88–0.91</u> 0.90	<u>0.81–0.85</u> 0.83	<u>0.80–0.86</u> 0.82
Li	<u>0.23–0.29</u> 0.26	<u>1.04–1.30</u> 1.16	<u>0.98–1.21</u> 1.10
Rb	<u>0.01–0.03</u> 0.01	<u>0.02–0.05</u> 0.04	<u>0.03–0.04</u> 0.04
F	<u>0.39–0.47</u> 0.42	<u>1.19–1.39</u> 1.28	<u>1.14–1.32</u> 1.23
Cl	<u>0.04–0.05</u> 0.05	0	0

Примечание. Данные электронно-зондового анализа (EMPA), мас. %, *Li₂O рассчитано по [40] как Li₂O = 0.3935·F1.326. В числителе указан диапазон значений от минимального до максимального, в знаменателе – среднее, в скобках – количество значений выше предела обнаружения, н.п.о. – ниже предела обнаружения. Анализы выполнены в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН (г. Новосибирск).

ния остальных высокозарядных элементов близки к наблюдаемым в породах первой фазы, но обнаруживают более широкие вариации (табл. 3). Концентрации редкоземельных элементов в породах второй фазы близки к наблюдаемым в риолит-порфирах, отличаясь лишь большей дисперсией (150–205 г/т суммарно). Спектры распределения РЗЭ более асимметричны, нежели у пород первой фазы ((La/Yb)_N = 0.6–0.8), европиевый минимум очень глубокий ($\Delta\text{Eu} \ll 0.01$) (рис. 7, б, в).

Граниты третьей фазы по уровню накопления F и LILE занимают промежуточное положение между породами первой и второй фаз. Одновременно они характеризуются минимальными среди пород ассоциации содержаниями Sr и Ba, Zr, Th и U, максималь-

ными – Ta, Nb, Hf и Ga (рис. 7, табл. 3). Содержания РЗЭ и Y резко понижены в сравнении с остальными породами массива ($\Sigma\text{РЗЭ} = 30\text{--}33$ г/т, Y < 8 г/т). Спектры распределения РЗЭ квазисимметричны со слабым отрицательным уклоном ((La/Yb)_N = 1.2–1.3), европиевый минимум проявлен слабее, чем в породах второй фазы ($\Delta\text{Eu} = 0.01\text{--}0.02$) (рис. 7, з). В отличие от предшествующих гранитоидов в спектрах распределения РЗЭ гранитов III фазы наблюдается отчетливый тетраэд-эффект (рис. 7, з, табл. 3).

Редкоэлементный состав пегматитов-штокшайдеров характеризуется высокими (сопоставимыми с лейкогранитами II фазы) концентрациями фтора, редких щелочных металлов, максимальными среди

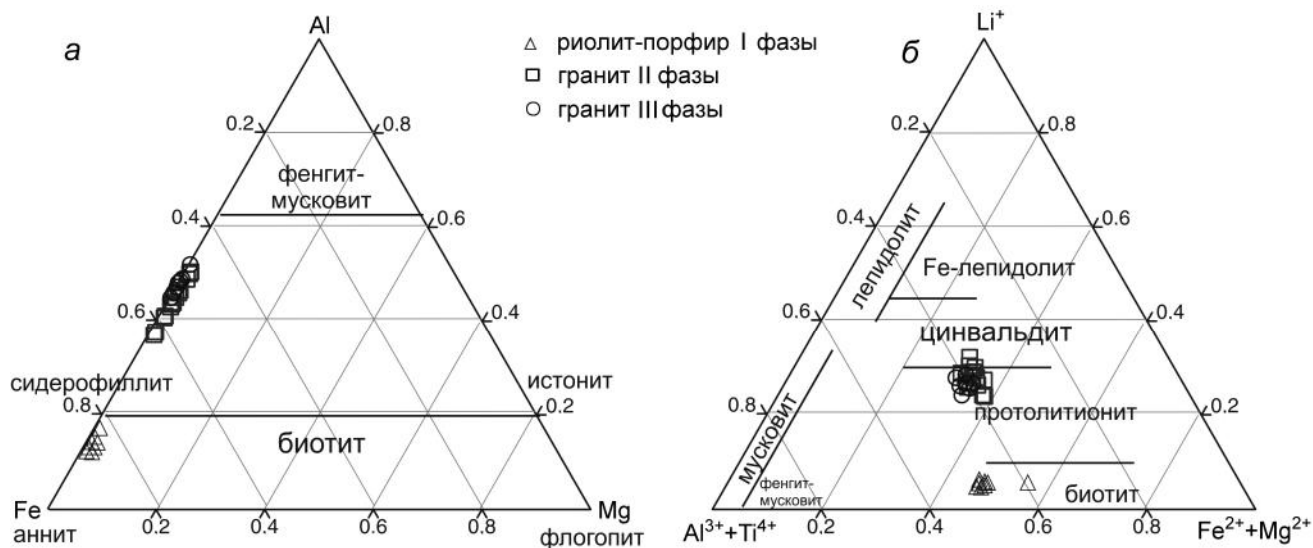


Рис. 5. Классификационные диаграммы для слюд из гранитоидов Тигриного массива. Номенклатура слюд – согласно рекомендациям IMA1998, по [37].

пород ассоциации содержаниями РЗЭ (суммарно – более 400 г/т), асимметричными (с положительным уклоном) спектрами их распределения с глубоким европиевым минимумом и без признаков наличия тетрад-эффекта (рис. 7, д). Концентрации Nb, Zr и Hf резко понижены в сравнении с другими гранитоидами массива, в то время как содержания большинства высокозарядных элементов (Y, Ta, Th, U), а также Sr и Ba, сопоставимы с таковыми в риолит-порфирах первой фазы.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты проведенных исследований подтвердили мнение [6, 16, 18] о принадлежности пород Тигриного массива к гранитоидам Li-F фации редкометалльно-плюмазитового типа (по [22]). Проблема происхождения и закономерностей эволюции этих магм является объектом длительной и бурной дискуссии. В качестве наиболее реальных механизмов рассматривается плавление пород нижней и средней коры под воздействием высокофтористых флюидов, отделившихся либо от нижнекоровых толщ при их гранулитовом метаморфизме [25, 29], либо от мантийных магм при их кристаллизации. Полученные нами данные пока не дают возможности корректно оценить источники и механизмы происхождения первичных магм редкометалльно-гранитной ассоциации, но позволяют реконструировать некоторые особенности их эволюции.

Риолит-порфиры первой фазы характеризуются минимальной среди пород ассоциации редкометалльностью и, вероятнее всего, в максимальной степени соответствуют первичным магмам (повышенные

концентрации хлора в биотитах этих пород, а также обилие метана в газовой фазе включений [20] позволяют предполагать их корово-мантийный генезис). На диаграмме «кварц-альбит-ортоклаз» (рис. 8) точки составов этих пород, совместно с точками гранитов и гранит-порфиров второй фазы, образуют слабо выраженный тренд, вытянутый вдоль линии котектической кристаллизации с обогащением калием, а затем – в направлении калишпатовой вершины. По данным исследования расплавных и флюидных включений в породах Тигриного массива [20] этот тренд обусловлен, преимущественно, флюидно-магматическим взаимодействием, а конечным его результатом является формирование ультракалиевых высокофтористых пегматитов-штокшайдеров (рис. 8). Отметим, что к этому же тренду тяготеют составы даек поздних фельзит-порфиров, прорывающих породы второй фазы.

Лейкократовые граниты III фазы в сравнении с другими породами массива характеризуются более низкой кремнекислотностью и резкими преобладанием натрия над калием. На диаграмме «кварц-альбит-ортоклаз» их точки смещены в направлении к альбитовой вершине и близки к составу гранитной эвтектики при содержании фтора в расплаве около 1 мас. % (рис. 8). Результаты экспериментальных исследований [8, 9] свидетельствуют, что подобный «альбитовый» тренд дифференциации в целом типичен для редкометалльно-гранитных систем и приводит к образованию ультраредкометалльных разновидностей, в максимальной степени обогащенных F, Li, Rb, Cs и рудными компонентами. Однако в рассматриваемом случае

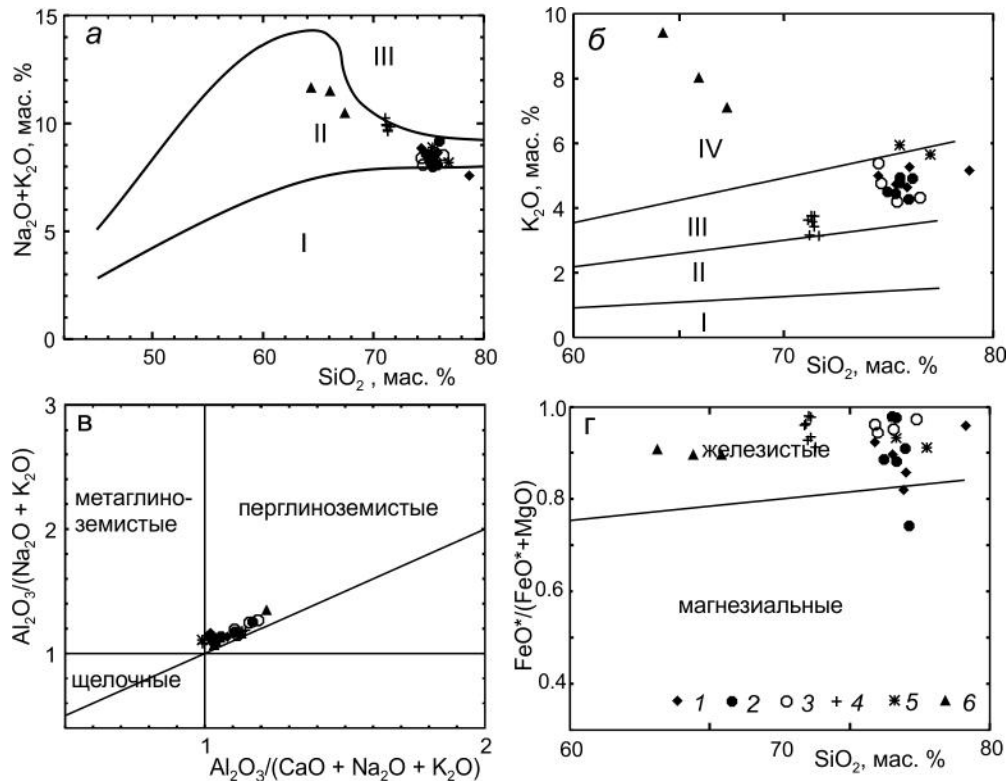


Рис. 6. Петрохимические диаграммы для гранитоидов Тигриного массива.

AS-диаграмма (граница полей приведены в соответствии с [34], серии: I – нормальной щелочности, II – умеренно-щелочная, III – щелочная (a); диаграмма $\text{SiO}_2\text{--K}_2\text{O}$ (границы полей приведены в соответствии с [38]), серии: I – низкокалийевая, II – умереннокалийевая, III – высококалийевая, IV – ультракалийевая (б); диаграмма $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (молекулярные количества) [35] (в); диаграмма $\text{SiO}_2 - \text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$ [30] (г).

I – породы первой фазы (риолит-порфиры Большого штока); 2–3 – породы второй фазы (Малый шток, 2 – граниты, 3 – гранит-порфиры); 4 – породы третьей фазы (плагноклазовые порфиroidные граниты Малого штока); 5 – фельзит-порфиры поздних даек, секущих породы второй фазы; 6 – пегматиты-штокшайдеры.

содержания F, Li и других типоморфных редких элементов в плагноклазовых порфиroidных гранитах III фазы существенно ниже, чем в породах верхней части Малого штока. Кроме того, концентрации редкоземельных элементов в завершающих гранитах в 5–6 раз ниже, нежели в породах предшествующих фаз, причем максимально различаются концентрации РЗЭ иттриевой группы (которые в большинстве случаев накапливаются в ходе дифференциации редкометалльно-гранитных магм). Наконец, отдельного объяснения требует резкое уменьшение зернистости основной массы порфиroidных гранитов III фазы в сравнении с залегающими гипсометрически выше гранитоидами.

С точки зрения авторов, единственно возможное объяснение перечисленных особенностей состоит том, что эволюция магм на заключительных этапах становления Тигриного интрузива происходила при одновременной реализации двух главных механизмов, обусловивших наличие разнонаправленных трендов. Первый тренд был обусловлен, преимуще-

ственно, процессами эмманационной дифференциации и привел к обогащению расплавов фтором, калием и редкими щелочами при относительно неизменных содержаниях высокочargedных и редкоземельных элементов. Второй тренд, связанный с кристаллизационной дифференциацией, обусловил образование остаточных магм, обогащенных натрием, литием и фтором и обедненных (за счет кристаллизации акцессорных фаз) РЗЭ и HFSE.

Как показано выше, расплавы риолит-порфиroidов были наиболее близки к первичным магмам (имевшим, вероятнее всего, корово-мантийный генезис). Часть этих магм внедрилась непосредственно на уровне становления массива, образовав Большой шток, а главный объем сформировал промежуточный очаг, магмы в котором претерпели как кристаллизационную, так и эмманационную дифференциацию, что привело к образованию родоначальных расплавов II фазы, практически неотличимых от риолит-порфиroidов по концентрациям HFSE, РЗЭ и $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ отноше-

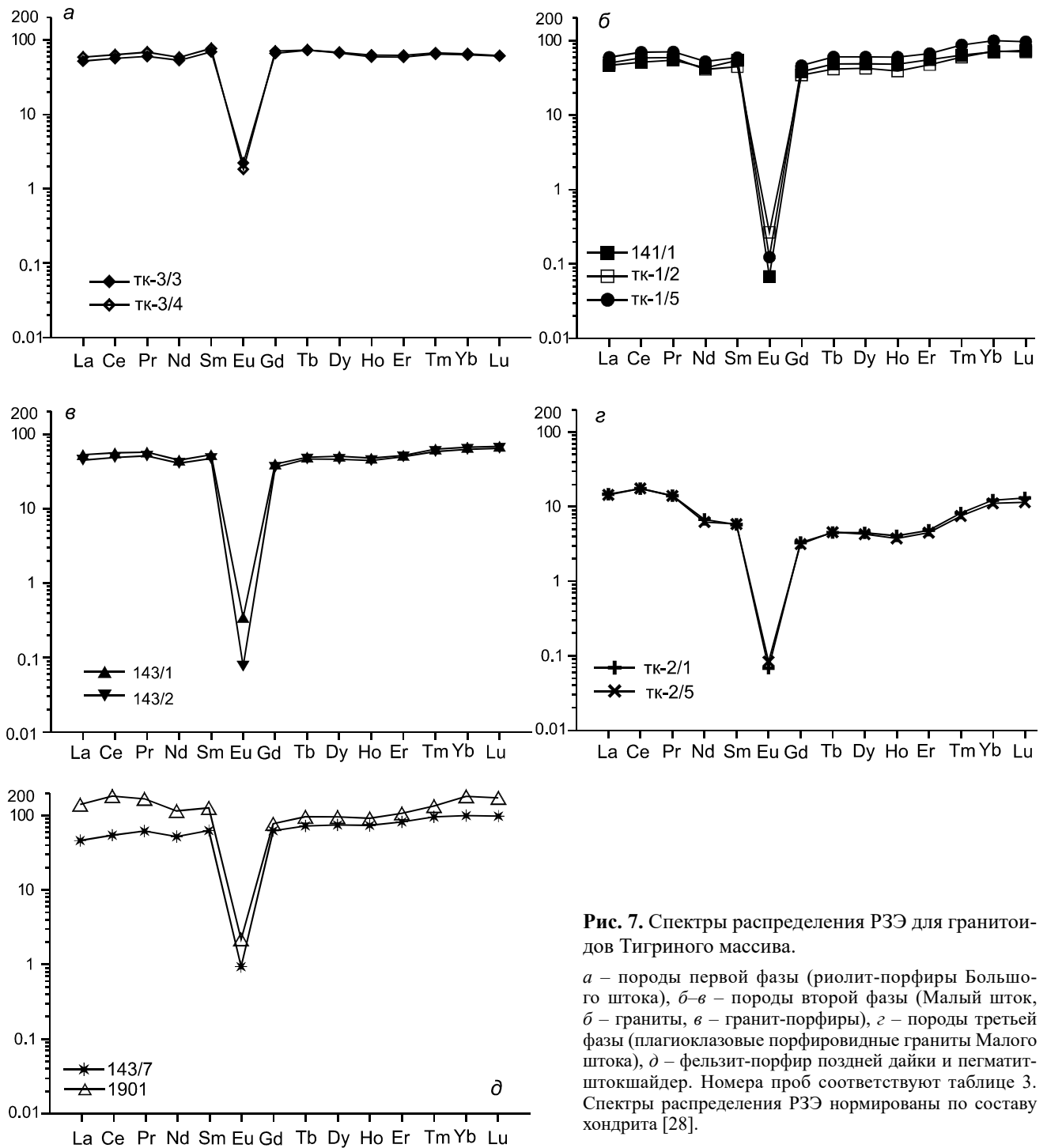


Рис. 7. Спектры распределения РЗЭ для гранитоидов Тигриного массива.

а – породы первой фазы (риолит-порфиры Большого штока), *б–в* – породы второй фазы (Малый шток, *б* – граниты, *в* – гранит-порфиры), *г* – породы третьей фазы (плагноклазовые порфиroidные граниты Малого штока), *д* – фельзит-порфир поздней дайки и пегматит-штокшайдер. Номера проб соответствуют таблице 3. Спектры распределения РЗЭ нормированы по составу хондрита [28].

нию, но имеющим более высокие содержания фтора и редких щелочей. Часть дифференцированной магмы внедрилась на уровень становления массива, образовав магматическую камеру, соответствующую верхней части Малого штока. В дальнейшем эволюция расплавов, внедрившихся на уровень становления и оставшихся в промежуточном очаге, протекала по разным сценариям.

В магматической камере массива ведущую роль играли процессы флюидно-магматического взаимодействия. Обогащенные фтором водно-метановые флюиды, отделявшиеся в ходе кристаллизации магм, мигрировали (по трещинам, остабленным зонам или просто по межзерновому пространству) в прикровельную часть интрузии, создавая в местах своей концентрации линзо- и шпировидные тела пегмати-

Таблица 3. Содержание петрогенных компонентов, фтора (мас. %) и примесных элементов (г/т) в представительных пробах гранитоидов Тигриного массива.

№ пробы	Тк-3/3	Тк-3/4	322/85*	327/85*	4	5	5	141/1	141/2	143/4	1100/83*	1170/83*	1103/83*	ТТС-509-5*	ТК-1/2	ТК-1/5	143/1
	1	2	3	3	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	74.46	75.31	78.80	75.95	75.84	75.49	75.29	75.56	74.90	74.90	75.92	76.10	75.34	75.5	75.34	74.60	75.37
TiO ₂	0.05	0.06	0.10	0.05	0.01	0.05	0.05	0.03	0.04	0.04	0.04	0.07	0.04	0.08	0.04	0.04	0.05
Al ₂ O ₃	13.43	13.37	10.50	12.80	13.42	13.11	12.88	13.88	12.77	12.77	12.18	13.40	13.29	12.41	13.29	13.44	13.31
Fe ₂ O ₃	0.95	0.82	1.34	0.88	1.02	1.83	1.75	1.97	1.75	1.75	2.28	1.00	2.19	2.685	2.19	2.03	1.23
MnO	0.02	0.01	0.025	0.007	0.05	0.07	0.05	0.16	0.05	0.05	0.10	0.04	0.19	0.03	0.19	0.12	0.06
MgO	0.07	0.08	0.047	0.13	0.20	0.03	0.03	0.04	0.20	0.20	0.20	0.31	0.07	0.32	0.07	0.10	0.05
CaO	0.80	0.85	0.26	0.26	0.28	0.36	0.31	0.23	0.42	0.42	0.45	0.29	0.35	0.39	0.35	0.33	0.43
Na ₂ O	3.87	3.88	2.44	3.41	3.96	3.23	3.76	3.59	4.10	4.10	3.82	4.28	2.75	3.41	2.75	3.34	4.03
K ₂ O	5.02	4.76	5.18	5.29	4.66	4.79	4.47	2.71	4.52	4.52	4.29	4.93	3.72	4.96	3.72	4.78	4.22
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.03	0.02	0.02
п.п.п.	0.70	0.64	0.93	0.83	0.56	0.37	0.41	0.82	0.84	0.84	0.50	0.24	0.94	0.21	0.94	0.60	0.43
сумма	99.50	99.88	98.71	98.79	99.45	99.42	99.08	99.07	98.76	98.76	99.29	100.42	99.00	99.80	99.00	99.56	99.28
A/CNK	1.01	1.02	1.04	1.08	1.11	1.17	1.11	1.50	1.03	1.03	1.04	1.04	1.44	1.06	1.44	1.19	1.11
A(I)	0.88	0.86	0.92	0.89	0.86	0.80	0.86	0.64	0.91	0.91	0.90	0.92	0.65	0.89	0.65	0.79	0.84
f. %	92	90	96	86	82	98	98	98	89	89	91	74	97	88	97	95	95.51
F. мас. %	-	0.4	0.46	0.28	0.1	0.88	-	-	0.56	0.56	0.49	0.53	1.78	0.53	1.78	0.88	0.58
Li. г/т	-	700	73	43	133	633	-	-	297	297	280	267	1000	-	1000	6500	467
Rb	389	416	-	-	-	1295	-	-	-	-	-	-	1063	-	1063	1142	1031
Cs	6.0	6.2	-	-	-	33.7	-	-	-	-	-	-	30.9	-	30.9	22.8	21.6
Be	31	25	-	-	-	3.4	-	-	-	-	-	-	5.5	-	5.5	4.4	9.5
Sr	138	132	-	-	-	21	-	-	-	-	-	-	20	-	20	14	20
Y	77	75	-	-	-	154	-	-	-	-	-	-	74	-	74	108	142
Zr	45	46	-	-	-	107	-	-	-	-	-	-	67	-	67	81	102
Nb	93	52	-	-	-	65	-	-	-	-	-	-	44	-	44	39	57
Ba	16.12	18.16	-	-	-	18	-	-	-	-	-	-	10	-	10	16	45
La	45.52	51.09	-	-	-	14.40	-	-	-	-	-	-	15.48	-	15.48	18.49	16.33
Ce	7.31	8.35	-	-	-	41.42	-	-	-	-	-	-	47.31	-	47.31	56.30	45.31
Pr	31.90	35.05	-	-	-	6.67	-	-	-	-	-	-	7.22	-	7.22	8.60	6.96
Nd	13.50	14.97	-	-	-	25.96	-	-	-	-	-	-	24.58	-	24.58	31.40	26.81
Sm	0.16	0.13	-	-	-	10.55	-	-	-	-	-	-	8.68	-	8.68	11.51	10.30
Eu	17.11	18.30	-	-	-	0.01	-	-	-	-	-	-	0.02	-	0.02	0.01	0.03
Gd	3.45	3.46	-	-	-	9.89	-	-	-	-	-	-	8.88	-	8.88	11.95	10.28
Tb	21.97	21.47	-	-	-	2.31	-	-	-	-	-	-	1.97	-	1.97	2.86	2.32
Dy	4.50	4.24	-	-	-	15.69	-	-	-	-	-	-	13.66	-	13.66	19.39	16.18
Ho	13.01	12.32	-	-	-	3.47	-	-	-	-	-	-	2.80	-	2.80	4.31	3.42
Er	2.17	2.09	-	-	-	11.65	-	-	-	-	-	-	9.97	-	9.97	14.05	10.82
Tm	13.59	13.15	-	-	-	2.07	-	-	-	-	-	-	1.94	-	1.94	2.83	2.04
Yb	1.98	1.96	-	-	-	14.77	-	-	-	-	-	-	15.06	-	15.06	20.82	13.90
Lu	5.2	5.5	-	-	-	2.38	-	-	-	-	-	-	2.28	-	2.28	3.10	2.20
Hf	-	-	-	-	-	8.5	-	-	-	-	-	-	8.6	-	8.6	9.6	7.2

Таблица 3. (Продолжение).

№ пробы	Тк-3/3	Тк-3/4	322/85*	327/85*	5	141/1	141/2	143/4	1100/83*	1170/83*	1103/83*	ТГС-509-5*	ТК-1/2	ТК-1/5	143/1
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Ta	5.4	5.7	-	-	-	9.4	-	-	-	-	-	-	13.5	8.6	7.6
Th	29.9	31.0	-	-	-	37.3	-	-	-	-	-	-	25.6	27.8	35.3
U	11.5	10.2	-	-	-	13.3	-	-	-	-	-	-	13.3	20.7	11.5
Sc	30.6	37.6	-	-	-	28.1	-	-	-	-	-	-	29.5	25.7	24.8
V	1.4	2.5	-	-	-	1.1	-	-	-	-	-	-	0.5	0.5	1.7
Cr	30.1	29.7	-	-	-	43.3	-	-	-	-	-	-	14.0	52.0	23.5
Co	1.7	1.2	-	-	-	0.8	-	-	-	-	-	-	0.6	0.9	0.6
Ni	6.0	5.8	-	-	-	11.9	-	-	-	-	-	-	4.0	6.9	3.0
Ga	30.0	33.0	-	-	-	40.8	-	-	-	-	-	-	37.5	39.1	34.7
K/Rb	109	97	-	-	-	31	-	-	-	-	-	-	30	36	35
Rb/Sr	13	17	-	-	-	63	-	-	-	-	-	-	54	80	51
ΣPЗЭ	192	205	-	-	-	161	-	-	-	-	-	-	160	206	167
(La/Yb) _N	0.80	0.93	-	-	-	0.66	-	-	-	-	-	-	0.69	0.60	0.79
Eu/Eu*	0.033	0.025	-	-	-	0.001	-	-	-	-	-	-	0.007	0.002	0.007
Ta/Nb	8.5	8.0	-	-	-	6.9	-	-	-	-	-	-	3.2	4.5	7.5
Th/U	2.6	3.0	-	-	-	2.8	-	-	-	-	-	-	1.9	1.3	3.1
T _i	0.95	0.95	-	-	-	0.98	-	-	-	-	-	-	1.04	1.03	0.98

№ пробы	143/2	ТО-4	Тк-2/3	Тк-2/4	Тк-2/1	Тк-2/5	ТГС 726-19*	ТГС 726-48*	ТГС 505-20*	143/7	1163/83*	КП-1901	АГ-483**	АГ-380**
	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
SiO ₂	74.47	76.46	71.11	71.40	71.31	71.27	71.18	71.41	71.63	75.48	76.94	64.20	67.26	65.91
TiO ₂	0.04	0.04	0.03	0.02	0.02	0.03	0.01	0.01	0.04	0.05	0.02	0.01	-	-
Al ₂ O ₃	13.48	13.31	16.69	16.51	16.90	16.58	16.49	16.00	15.57	12.79	11.41	18.76	15.40	15.40
Fe ₂ O ₃	1.40	1.21	1.20	1.00	0.90	1.12	0.98	1.17	1.19	0.88	2.34	1.63	2.28	2.58
MnO	0.12	0.03	0.06	0.05	0.06	0.06	0.04	0.06	0.06	0.02	0.02	0.07	0.08	0.07
MgO	0.05	0.03	0.04	0.06	0.01	0.08	0.03	0.02	0.1	0.05	0.20	0.14	0.06	0.03
CaO	0.41	0.12	0.29	0.25	0.23	0.26	0.25	0.25	0.64	0.46	0.63	0.78	0.16	0.23
Na ₂ O	3.03	4.22	6.30	6.28	6.33	6.20	7.11	5.91	6.72	2.96	2.55	2.28	3.41	3.51
K ₂ O	5.40	4.34	3.65	3.45	3.59	3.78	3.18	3.77	3.16	5.97	5.67	9.44	7.13	8.05
P ₂ O ₅	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.06	-	-
п.п.п.	0.51	0.21	0.56	0.53	0.44	0.24	0.69	1.42	0.88	0.32	0.60	2.30	-	-
сумма	99.11	100.02	99.94	99.56	99.87	99.69	99.28	98.61	99.12	99.14	99.79	99.67	95.78	95.78
A/CNK	1.16	1.12	1.12	1.14	1.15	1.12	1.06	1.12	0.99	1.05	0.99	1.22	1.13	1.03
A(I)	0.81	0.88	0.86	0.85	0.85	0.86	0.92	0.86	0.93	0.89	0.91	0.75	0.87	0.94
f. %	96.53	97.67	96.43	93.75	98.39	93.04	96.71	98.14	91.44	93.54	91.33	91.12	97.16	98.72
F. мас. %	0.97	-	-	-	0.56	0.46	0.35	0.34	0.46	0.49	0.64	0.81	0.497***	-
Li. г/т	667	-	-	-	267	700	277	293	220	100	123	756	-	-
Rb	1389	-	-	-	1142	1006	-	-	-	828	-	1360	-	-
Cs	26.8	-	-	-	19.2	18.0	-	-	-	9.2	-	12.0	-	-

Таблица 3. (Окончание).

№ пробы	143/2	ТО-4	Тк-2/3	Тк-2/4	Тк-2/1	Тк-2/5	ТГС 726-19*	ТГС 726-48*	ТГС 505-20*	143/7	1163/83*	КП-1901	АГ-483**	АГ-380**
	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
Be	3.9	-	-	-	8.8	8.0	-	-	-	4.2	-	-	-	-
Sr	12	-	-	-	6	7	-	-	-	61	-	52	-	-
Y	142	-	-	-	4	4	-	-	-	190	-	129	-	-
Zr	100	-	-	-	37	37	-	-	-	113	-	25	-	-
Nb	68	-	-	-	66	69	-	-	-	35	-	16	-	-
Ba	9	-	-	-	5	12	-	-	-	59	-	110	-	-
La	13.86	-	-	-	4.56	4.46	-	-	-	13.80	-	41.76	-	-
Ce	39.19	-	-	-	14.12	14.20	-	-	-	42.38	-	141.40	-	-
Pr	6.21	-	-	-	1.72	1.71	-	-	-	7.26	-	19.66	-	-
Nd	24.37	-	-	-	4.05	3.74	-	-	-	30.08	-	66.42	-	-
Sm	9.18	-	-	-	1.12	1.14	-	-	-	11.80	-	23.74	-	-
Eu	0.01	-	-	-	0.01	0.01	-	-	-	0.07	-	0.16	-	-
Gd	9.27	-	-	-	0.86	0.81	-	-	-	15.56	-	19.33	-	-
Tb	2.19	-	-	-	0.21	0.22	-	-	-	3.31	-	4.39	-	-
Dy	14.78	-	-	-	1.44	1.37	-	-	-	23.20	-	29.65	-	-
Ho	3.18	-	-	-	0.29	0.27	-	-	-	5.11	-	6.36	-	-
Er	10.42	-	-	-	1.01	0.94	-	-	-	16.61	-	21.60	-	-
Tm	1.89	-	-	-	0.27	0.24	-	-	-	2.98	-	4.18	-	-
Yb	13.03	-	-	-	2.56	2.32	-	-	-	20.05	-	36.37	-	-
Lu	2.08	-	-	-	0.42	0.37	-	-	-	3.04	-	5.33	-	-
Hf	7.5	-	-	-	10.3	9.3	-	-	-	9.4	-	3.2	-	-
Ta	9.8	-	-	-	46.5	47.8	-	-	-	5.0	-	4.6	-	-
Th	35.1	-	-	-	16.2	12.8	-	-	-	40.2	-	34.8	-	-
U	14.1	-	-	-	5.9	7.0	-	-	-	12.7	-	11.8	-	-
Sc	24.4	-	-	-	25.4	29.8	-	-	-	13.2	-	10.9	-	-
V	1.3	-	-	-	0.3	0.4	-	-	-	1.2	-	-	-	-
Cr	39.6	-	-	-	16.6	22.6	-	-	-	20.2	-	-	-	-
Co	0.6	-	-	-	0.6	0.6	-	-	-	0.6	-	0.7	-	-
Ni	4.9	-	-	-	5.3	5.0	-	-	-	4.5	-	-	-	-
Ga	42.2	-	-	-	58.6	62.2	-	-	-	29.6	-	43.8	-	-
K/Rb	33	-	-	-	27	32	-	-	-	61	-	59	-	-
Rb/Sr	118	-	-	-	192	146	-	-	-	14	-	26	-	-
ΣP39	150	-	-	-	33	32	-	-	-	195	-	420	-	-
(La/Yb) ^N	0.72	-	-	-	1.20	1.30	-	-	-	0.46	-	0.77	-	-
Eu/Eu*	0.002	-	-	-	0.015	0.019	-	-	-	0.015	-	0.022	-	-
Ta/Nb	6.9	-	-	-	1.4	1.4	-	-	-	6.9	-	3.4	-	-
Th/U	2.5	-	-	-	2.8	1.8	-	-	-	3.2	-	3.0	-	-
T _i	0.98	-	-	-	1.17	1.21	-	-	-	0.97	-	1.05	-	-

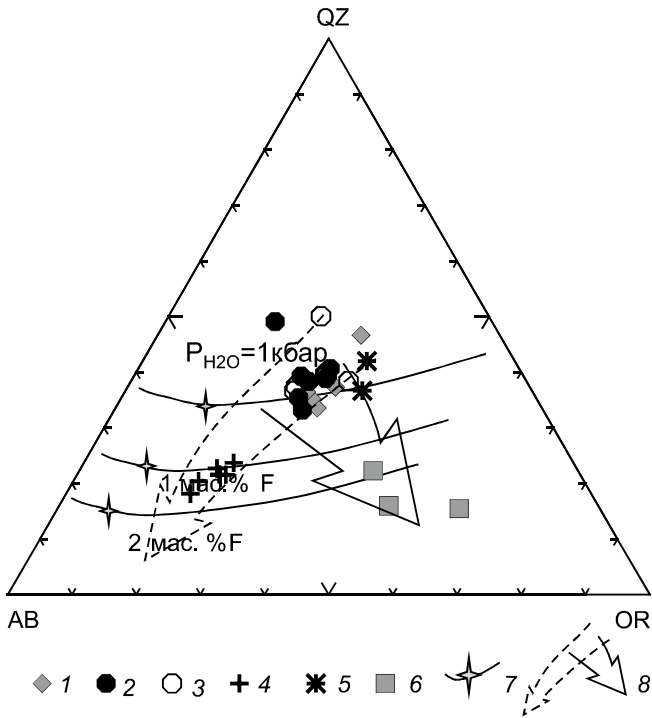


Рис. 8. Диаграмма «кварц-альбит-ортоклаз», показывающая тренды эволюции редкометалльно-гранитных пород Тигриногo массива.

1 – породы первой фазы (риолит-порфиры Большого штока), 2–3 – породы второй фазы (Малый шток, 2 – граниты, 3 – гранит-порфиры), 4 – породы третьей фазы (плагноклазовые порфиroidные граниты Малого штока), 5 – фельзит-порфиры поздних даек, 6 – пегматиты, 7 – котектические линии и эвтектические минимумы для гаплогранитных систем, обогащенных фтором (по [9]), 8 – тренды эволюции расплавов, обусловленные кристаллизационной (пунктирная стрелка) и эмманационной (сплошная стрелка) дифференциацией (по [20]).

тов-штокшайдеров, а отдельные порции остаточного расплава, внедрившиеся в верхнюю часть массива по контракционным трещинам, образовали дайки фельзит-порфиров.

В глубинном очаге расплавы остывали существенно медленнее, поэтому здесь преобладали

процессы кристаллизационной дифференциации по «альбитовому» тренду, давшие начало более низкокремнистым и натровым магмам гранитов III фазы, обедненным редкоземельными и, в меньшей степени, высокозарядными элементами (за счет фракционирования аксессуарных фаз). Мы полагаем, что изначально магмы III фазы имели содержания фтора и типоморфных редких элементов, превышающие уровень их накопления в породах II фазы. Наблюдаемые в плагноклазовых гранит-порфирах относительно низкие концентрации этих элементов связаны, с нашей точки зрения, с тем, что дифференцированная редкометалльная магма, сформировавшая впоследствии граниты III фазы, на начальном этапе кристаллизации претерпела интенсивную дегазацию (точнее – ее внедрение на уровень становления интрузии и кристаллизация происходили в условиях открытой или частично открытой системы). При этом дегазации подверглась не только порция магмы, сформировавшая нижнюю часть Малого штока, но и весь промежуточный очаг. Это привело к прохождению значительных количеств самостоятельной флюидной фазы через внедрившийся расплав и обусловило формирование в спектрах распределения РЗЭ пород III фазы тетрад-эффектов, указывающих на перераспределение редкоземельных элементов между расплавом и большими объемами сосуществующего флюида [12, 36]. Дополнительным аргументом в пользу реальности этого механизма является несоответствие петрохимического состава гранитов III фазы и уровня накопления в них летучих компонентов (на рис. 8 точки составов пород располагаются в области эвтектического минимума, соответствующего содержаниям фтора около 1 мас. %, в то время как реальные его концентрации почти вдвое ниже). Вероятнее всего, ключевую роль в этом процессе сыграло формирование системы крутопадающих разломов северо-западного простирания, которые, с одной стороны, вскрыли промежуточный очаг редкометалльной магмы, а с другой – сформировали на пересечении с более ранними дислокациями ослабленную зону, благоприятную для внедрения расплавов и миграции флюидов. Обогащен-

Примечания. 1–5 – породы первой фазы (риолит-порфиры Большого штока), 6–17 – породы второй фазы (Малый шток, 6–12 – граниты, 13–17 – гранит-порфиры), 18–24 – породы третьей фазы (Малый шток, порфиroidные плагноклазовые граниты), 25–26 – фельзит-порфиры поздних даек, 27–29 – пегматиты-штокшайдеры, * – анализы, заимствованные из [18] (только петрогенные компоненты), ** – анализы, заимствованные из [20]. Остальные анализы авторские, *** – среднее содержание фтора в двух валовых пробах пегматитов-штокшайдеров, данные [22]. $Fe_2O_3^*$ – суммарное железо в форме Fe_2O_3 , прочерк – не определялось. A/CNK – индекс Шенда ($Al_2O_3/(CaO + K_2O + Na_2O)$, молекулярные количества); A(I) – коэффициент щелочности ($(K_2O + Na_2O)/Al_2O_3$, молекулярные количества); Ti – суммарный тетрад-эффект (рассчитан по методике [36]). Содержания петрогенных компонентов в породах определены в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) методом рентгено-флуоресцентного анализа на спектрометре ARL-9900 XL. Концентрации Li, F, Be определены в Байкальском ЦКП СО РАН (ИГХ СО РАН, г. Иркутск) методами фотометрии пламени (Li), потенциометрии (F) и атомно-эмиссионного анализа (Be). Содержания остальных редких и редкоземельных элементов определены в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) методом ICP-MS на приборе FINIGAN ELEMENT.

ные фтором, редкими и рудными элементами флюиды (возможно – при участии небольших количеств расплава) сформировали при этом вблизи контакта с гранитами II фазы главное рудное тело месторождения – грейзеновую залежь Тигринок.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования подтвердили выводы [6, 16, 18] о принадлежности пород Тигриного массива к редкометалльно-плюматизовым гранитоидам Li-F геохимического типа. Геохимические особенности гранитоидов и состав породообразующих минералов свидетельствуют о том, что эволюция редкометалльно-гранитных магм определялась двумя главными процессами: флюидно-магматическим взаимодействием, что привело к образованию ультракалийевых пегматоидных гранитов-штокшайдеров и кристаллизационной дифференциацией по «альбитовому» тренду, обусловившей формирование более низкокремнистых и натровых расплавов. Последние в ходе кристаллизации, вероятнее всего, испытали интенсивную дегазацию, что привело к образованию основного объема наиболее богатых руд Тигриного месторождения (грейзеновая залежь Тигринок) и определило образование поздних плагиоклазовых гранитов, имеющих более низкие, в сравнении с предшествующими породами, содержания фтора и типоморфных редких элементов.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках реализации научного проекта № 20-05-00550, а также Госзадания ИГМ СО РАН и ДВГИ ДВО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Волчанская И.К., Кочнева Н.Т., Сапожникова Е.Н. Морфоструктурный анализ при геологических и металлогенических исследованиях. М.: Наука, 1971. 187 с.
2. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России (ред. А.И. Ханчук). Кн. 1. Владивосток: Дальнаука, 2006. 572 с.
3. Герасимов Н.С., Фефелов Н.Н., Родионов С.М., Заруднева Н.В., Брандт С.В. О различиях в источниках рудного вещества оловорудных районов Приморья // Тихоокеан. геология. 1988. № 5. С. 1183–1185.
4. Герасимов Н.С., Родионов С.М., Компаниченко В.Н. Результаты Rb-Sr датирования оловоносных гранитов Центрального Сихотэ-Алиня // Докл. АН СССР. 1990. Т. 312, № 5. С. 473–475.
5. Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А., Игнатьев А.В., Коростелев П.Г. Новые данные о возрасте редкометалльных гранитов Центрального Сихотэ-Алиня // Тихоокеан. геология. 1987. № 4. С. 125–126.
6. Гоневчук В.Г., Коростелев П.Г., Семяняк Б.И. О генезисе оловорудного месторождения Тигриное // Геология руд. месторождений. 2005. № 3. С. 249–264.
7. Гоневчук В.Г., Ханчук А.И., Гоневчук В.А., Лебедев В.А. Новые калий-аргоновые датировки гранитоидов Сихотэ-Алиня (Дальний Восток) по биотиту и амфиболу: критерии достоверности и интерпретация // Тихоокеан. геология. 2015. Т. 34, № 6. С. 16–33.
8. Коваленко В.И. Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1977. 205 с.
9. Коваленко Н.И. Экспериментальное исследование образования редкометалльных литий-фтористых гранитов. М.: Наука, 1979. 141 с.
10. Коростелев П.Г., Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А., Горбач Г.И., Залевская В.Н., Кокорин А.М., Кокорина Д.К., Левчук Л.С., Недашковский А.П. Минеральные ассоциации месторождений олова и вольфрама на Дальнем Востоке. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 17–61.
11. Крук Н.Н., Симаненко В.П., Гвоздев В.И., Голозубов В.В., Ковач В.П., Серов П.А., Холоднов В.В., Москаленко Е.Ю., Куйбида М.Л. Геохимические особенности и источники расплавов раннемеловых гранитоидов Самаркинского террейна (Сихотэ-Алинь) // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 2. С. 276–302.
12. Перетяжко И.С. Савина Е.А. Тетрад-эффекты в спектрах распределения редкоземельных элементов гранитоидных пород как индикатор процессов фторидно-силикатной жидкостной несмесимости в магматических системах // Петрология. 2010. Т. 18, № 5. С. 536–566.
13. Рейф Ф.Г. Рудообразующий потенциал гранитов и условия его реализации. М.: Наука, 1990. 181 с.
14. Родионов С.М., Шапенко В.В., Родионова Л.Н. Структуры локализации и генезис олово-вольфрамовых месторождений Центрального Сихотэ-Алиня // Геология руд. месторождений. 1984. №1. С. 22–30.
15. Родионов С.М., Шнайдер А.А., Романовский Н.П., Гурович В.Г. Молибденовая минерализация в рудах оловорудного месторождения Тигриное (Приморье, Россия) // Геология руд. месторождений. 2007. Т. 49, № 4. С. 321–333.
16. Руб М.Г., Руб А.К., Акимов В.М. Редкометалльные граниты Центрального Сихотэ-Алиня // Изв. АН СССР. Сер. геологическая. 1986. № 7. С. 33–46.
17. Руб А.К., Руб М.Г., Самдинова Г.П. Результаты Rb-Sr датирования и особенности состава редкометалльных гранитов месторождения Тигриное (Центральный Сихотэ-Алинь) // Докл. АН СССР. 1991. Т. 319, № 4. С. 952–956.
18. Руб М.Г., Руб А.К., Кривошеков Н.Н., Ашихмина Н.А. Редкометалльные граниты и руды месторождения Тигриное, Центральный Сихотэ-Алинь // Петрология. 1998. Т. 6, № 1. С. 16–29.
19. Сахно В.Г., Коваленко С.В., Лызганов А.В. Гранитоидный магматизм Арминского блока Центрального Сихотэ-Алиня Приморья: U-Pb-датирование, изотопная характеристика ($^3\text{He}/^4\text{He}$), особенности петрохимического состава и рудной минерализации // Докл. РАН. 2016. Т. 466, № 6. С. 692–698.
20. Смирнов С.З., Бортников Н.С., Гоневчук В.Г., Гореликова Н.В. Составы расплавов и флюидный режим кристаллизации редкометалльных гранитов и пегматитов Тигриного Sn-W месторождения (Приморье) // Докл. РАН. 2014. Т. 456, № 1. С. 95–100.
21. Соколова Е.Н., Смирнов С.З., Хромых С.В. Условия кристаллизации, состав и источники редкометалльных магм при формировании онгонитов Калба-Нарымской зоны Восточного Казахстана // Петрология. 2016. Т. 24, № 2. С. 168–193.

22. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 280 с.
23. Тихоокеанская окраина Азии. Магматизм. М.: Наука, 1991.
24. Томсон И.Н., Тананаева Г.А., Полохов В.П. Взаимоотношения различных типов оловянного оруденения в южном Сихотэ-Алине (Россия) // Геология руд. месторождений. 1996. Т. 38, № 4. С. 357–372.
25. Antipin V., Gerel O., Perepelov A., Odgerel D., Zolboo T. Late Paleozoic and Early Mesozoic rare metal granites in Mongolia and Baikal region: comparative geochemistry, magma sources and related mineralization // J. Geosci. 2016. V. 61. P. 105–125.
26. Barth T.F.W. The feldspar lattices as solvents of foreign ions // Estudios Geológicos. 1961. V. 1251. Iss. 8. P. 3–8.
27. Belyatsky B.V., Krymsky R.S., Rub M.G., Pavlov V.A., Rub A.K. Isotope-Geochemical constraints on the age and genetic relationship of rare-metal granites and mineralization at the tin-tungsten ore deposit Tigrinoe, Sikhote Alin // Anatomy and textures of ore-bearing-granitoids of Sikhote Alin (Primorye Region, Russia) and related mineralization. Potsdam. 1998. P. 11–15.
28. Boynton W.V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Rare earth element geochemistry. Amsterdam et al.: Elsevier, 1984. P. 63–114.
29. Cuncy M., Barbey P. Uranium, rare metals, and granulite-facies metamorphism // Geosci. Frontiers. 2014. Iss. 5. P. 729–745.
30. Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification for granitic rocks // J. Petrol. 2001. V. 42. P. 2033–2048.
31. Gonevchuk V.G., Gonevchuk G.A., Kokorin A.M., Korostel'ev P.G., Semenyak B.I. Rare metal (Li-F) granites and related mineralization in the Arminsky Ore District (Primorye, Russia) // Anatomy and textures of ore-bearing-granitoids of Sikhote Alin (Primorye Region, Russia) and related mineralization. Potsdam, 1998. P. 20–24.
32. Grebennikov A.V., Khanchuk A.I., Gonevchuk V.G., Kovalenko S.V. Cretaceous and Paleogene granitoid suites of the Sikhote-Alin area (Far East Russia): geochemistry and tectonic implications // Lithos. 2016. V. 261. P. 250–261.
33. Jahn B.-M., Valui G., Kruk N., Gonevchuk V., Usuki M., Wu J.T.J. Emplacement ages, geochemical and Sr–Nd–Hf isotopic characterization of Mesozoic to early Cenozoic granitoids of the Sikhote-Alin Orogenic Belt, Russian Far East: crustal growth and regional tectonic evolution // J. Asian Earth Sci. 2015. V. 111. P. 872–918.
34. Le Maitre R. W. A Classification of igneous rocks and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Oxford: Blackwell, 1989. 193 p.
35. Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // Geol. Soc. Am. Bull. 1989. V. 101. P. 635–643.
36. Monecke T., Kempe U., Monecke J., Sala M., Wolf D. Tetrad effect in rare earth element distribution patterns: A method of quantification with application to rock and mineral samples from granite-related rare metal deposits // Geochim. Cosmochim. Acta. 2002. V. 66. P. 1185–1196.
37. Rickwood P.C. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements // Lithos. 1989. V. 22. P. 247–263.
38. Rieder M., Cavazzini G., D'yakonov Y.S., Frank-Kamenetskii V.A., Gottardi G., Guggenheim S., Koval' P.V., Mueller G., Neiva A.M.R., Radoslovich E.W. Nomenclature of the micas // Clays and clay minerals – 1998. V. 46, № 5. P. 586–595.
39. Seck H.A. The influence of pressure on the alkali feldspar solvus from peraluminous and persilicic materials // Fortschritt. Mineral. 1972. V. 49. P. 31–49.
40. Tischendorf G., Gottesmann B., Forster H.J., Trumbull R.B. On Li-bearing micas: estimating Li from electron microprobe analyses and an improved diagram for graphical representation // Mineral. Magazine. 1997. V. 61. Iss. 6. P. 809–834.

Рекомендована к печати А.А. Сорокиным

после доработки 24.08.2021 г.

принята к печати 26.09.2021 г.

N.N. Kruk, O.A. Gavryushkina, D.G. Fedoseev, A.A. Orekhov, E.A. Kruk, S.A. Kasatkin, S.L. Mednikov

Rare-metal granites of the Tigriny massif (Sikhote-Alin): geochemistry, mineralogy and specific nature of evolution

The article describes the geological setting, geochemical features of rocks and the composition of the main minerals (micas, feldspars) of the granitoids of the Tigriny intrusion (Central Sikhote-Alin), associated with Sn-W mineralization. It is shown that the granitoids have sharply increased concentrations of fluorine and typomorphic trace elements, corresponding in geochemical characteristics to Li-F rare-metal granitoids. The evolution of rare-metal-granite magmas of the Tigriny massif was controlled by two main processes: fluid-magmatic interaction, which led to the formation of ultrapotassium pegmatoid granites – stocksheiders, and crystallization differentiation along the albite "trend", which led to the formation of relatively lower-siliceous and sodium melts. They, most likely, were introduced in an open or partially open system and experienced intense degassing during crystallization, which resulted in the formation of the main volume of the richest ores of the Tigriny deposit (Tigrenok greisen body) and determined the formation of late plagioclase granites with lower contents of fluorine and typomorphic trace elements as compared to the preceding rocks.

Key words: rare metal granitoids, geochemistry, mineralogy, Sikhote-Alin.