

МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПЕРМО-ТРИАСОВЫХ ВНУТРИПЛИТНЫХ ГРАНИТОИДОВ СИНЮШЕНСКОГО МАССИВА (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

© 2016 г. Н. Н. Крук^{*, **}, О. А. Гаврюшкина^{*, **}, С. П. Шокальский^{***}, А. В. Травин^{*, **}

**Институт геологии и минералогии СО РАН
630090, г. Новосибирск, просп. Акад. Коптюга, 3
E-mail: kruk@igm.nsc.ru*

***Новосибирский государственный исследовательский университет
630090, г. Новосибирск, ул. Пирогова, 2*

****Всероссийский научно-исследовательский геологический институт
199106, г. Санкт-Петербург, Средний просп., 74*

Поступила в редакцию 03.08.2015 г.

Принята к печати 16.09.2015 г.

Приведены данные о геологической позиции, возрасте, особенностях минералогии и вещественного состава гранитоидов Синюшенского массива, расположенного в северо-западной части Горного Алтая. Породы Синюшенского массива имеют возраст 248 ± 0.7 млн лет (**Аг-Аг метод по биотиту**) и входят в состав пермо-триасовой Сибирской крупной изверженной провинции. Гранит-лейкограниты Синюшенского массива резко отличаются от типичных внутриплитных гранитоидов А-типа: по особенностям минералогии и петрохимическим характеристикам они соответствуют гранитоидам S-типа, характеризуются повышенными концентрациями фтора и крупноионных литофильных элементов, а изотопный состав Nd соответствует таковому в метасадочных породах верхней коры северо-западного Алтая. Формирование расплавов гранитоидов Синюшенского массива было следствием плавления пород континентальной коры, а обогащение крупноионными литофильными элементами и РЗЭ цериевой группы связано с воздействием глубинных флюидов, вызвавших селективное плавление слюд и акцессорных минералов.

Ключевые слова: *внутриплитные гранитоиды, геохимия, геохронология, петрогенезис, Горный Алтай.*

ВВЕДЕНИЕ

Крупные изверженные провинции (Large Igneous Provinces, LIP) представляют собой специфическое геологическое явление, привлекающее в последние десятилетия пристальное внимание исследователей. Ареалы внутриплитного магматизма, обусловленного влиянием мантийных плюмов и суперплюмов, независимых от плейт-тектонических процессов, как правило, резко дискордантны по отношению ко всем более ранним геологическим структурам и характеризуются гигантскими объемами магматизма ($n \times 10^6$ км³ расплавов) (см. дискуссию на <http://www.largeigneousprovinces.org/>). Крупные изверженные провинции древних кратонов сложены практически исключительно мафит-ультрамафитами; гранитоиды крайне редки и представлены породами А₁-типа, аналогичными образованиям континентальных рифтов [34, 35, 48]. В складчатых поясах среди продуктов магматизма LIP, напротив, резко преобладают кислые породы, в то время как базит-ультрабазиты находятся в резко подчиненном количестве. Гранитоидный магматизм, как правило, представлен широким спектром

петрогеохимических типов. При этом гранитоиды А₁-типа (аналогичные породам континентальных рифтов или LIP древних кратонов) встречаются крайне редко или отсутствуют, а на завершающих стадиях эволюции магматизма часто проявляются гранитоиды повышенной редкометалльности (редкометалльно-плюмазитовые гранитоиды, по систематике Л.В. Таусона [27]), в ряде случаев сопровождаемые W, Mo, Sn или Li-Be оруденением.

Одним из ярких примеров такого типа является пермо-триасовый магматизм Центральной Азии [11, 12, 31]. На Сибирской платформе он выразился в формировании крупных полей траппов, сложенных интрузиями с Cu-Ni оруденением (включая уникальные Норильскую и Талнахскую интрузии) и проявлений карбонатитов (Маймеча-Котуйская провинция). В юго-западном обрамлении Сибирской платформы (Алтай, Кузнецкий Алатау, Горная Шория и др.) пермо-триасовый магматизм представлен траппами Кузнецкого бассейна [4, 19, 24], дайковыми поясами базитов (в том числе умереннощелочных), а также многочисленными гранитоидными и габбро-гранитными интрузиями Алтая, Томь-Колыванской складчатой области, Горной

Шории, Кузнецкого Алатау и Северной Монголии. По оценке [14], в западной части Алтае-Саянской складчатой области объемы пермо-триасовых гранитоидов более чем на порядок превышали объемы синхронных им базитов.

Гранитоидный магматизм пермо-триасового уровня характеризуется широким разнообразием. Только на территории Горного Алтая выделено 6 гранитоидных комплексов и габбро-гранитных серий [30], имеющих близкую геологическую позицию, сходный (250–240 млн лет) возраст, однако кардинально различающихся по набору пород, их петрографическим характеристикам и геохимическим особенностям [8, 20, 30]. Наряду с габбро-гранитными сериями, включающими монцодиориты и сиениты с геохимическими характеристиками пород A_2 -типа, на этом возрастном рубеже широко распространены биотитовые и двуслюдяные гранит-лейкограниты, не имеющие базитовых предшественников, обладающие повышенной редкометаллностью и часто сопровождаемые проявлениями **Mo-W оруденения** (белокурихинский и синюшенский комплексы) [30]. Источники и механизмы формирования этих пород до последнего времени остаются дискуссионными. Данная работа посвящена характеристике одного из таких объектов – Синюшенского массива в северо-западной части Горного Алтая.

КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО АЛТАЯ

Территория Горного Алтая является составной частью Центрально-Азиатского складчатого пояса и представляет собой крайнее западное окончание протяженной дуги каледонид, обрамляющей Сибирский кратон с юга и юго-запада. Особенности строения и геологической истории региона подробно изложены в [2, 3, 13, 18, 30, 41], поэтому в данной работе акцент сделан на характеристике только северо-западной части Горного Алтая, а точнее – Чарышско-Инского блока, отложения которого являются вмещающими породами для рассматриваемых гранитоидов.

Чарышско-Инской блок представляет собой крайнее западное окончание структур каледонской Алтае-Саянской складчатой области (АССО). С юго-запада по Северо-Восточной зоне смятия он граничит с герцинидами Рудно-Алтайского блока Обь-Зайсанской складчатой системы, на востоке отделяется Чарышским разломом от Талицкого и Маралихинского террейнов. Северная граница перекрыта четвертичными отложениями Бийско-Барнаульской впадины, с юга стратифицированные отложения Чарышско-Инского блока трансгрессивно перекрыты раннедевонскими вулканогенно-осадочными отложениями Коргонского прогиба.

Древнейшими стратифицированными отложениями Чарышско-Инского блока являются поздне-

кембрийские-раннеордовикские турбидиты горноалтайской серии. Они представлены лилово-серыми, лиловыми, зеленоватыми хлоритизированными песчаниками, алевролитами, сланцами с небольшими прослоями гравелитов и конгломератов. В современной геологической структуре кембрийско-ордовикские отложения приурочены к ядрам антиклинальных складок, интенсивно смяты, рассланцованы, местами будинированы, а в экзоконтактах гранитоидных интрузий интенсивно ороговикованы. Общая мощность отложений свиты, по данным геологосъемочных работ, превышает 2500 м. Образование кембрийско-ордовикских турбидитов связано с масштабными аккреционно-коллизийными процессами, сопровождавшими приращение к окраине Сибирского континента окраинноморских и островодужных систем [2, 13, 18].

Позднекембрийско-раннеордовикские толщи с несогласием перекрываются среднеордовикско-силурийским разрезом мощностью более 4000 м. Его особенностью является увеличение степени “зрелости” осадочных пород вверх по разрезу (постепенная смена полимиктовых разностей аркозовыми), а также смена терригенного осадконакопления карбонатным (вплоть до формирования исключительно карбонатных отложений раннего силура). В целом эволюция ордовик-силурийского осадконакопления фиксирует постепенное обмеление окраинного морского бассейна в обстановке пассивной континентальной окраины [2].

Ордовик-силурийские отложения трансгрессивно, местами с угловым несогласием перекрываются девонскими отложениями. Наряду с терригенными и терригенно-карбонатными толщами в составе девонского разреза присутствует мощная (около 600 м) вулканическая толща, сложенная средними и кислыми лавами и пирокластическими породами (куяганская свита, D_2). Резкая смена состава и фациальных обстановок накопления девонских отложений, значительные вариации их мощностей по простираению, наличие многочисленных несогласий указывают на то, что формирование вулканогенно-осадочных толщ девона происходило в активной тектонической обстановке. Регионально этот временной интервал отвечал существованию в западной части АССО и на востоке Обь-Зайсанской складчатой системы активной континентальной окраины андского типа, обусловленной погружением океанической литосферы Обь-Зайсанского бассейна под край Сибирского континента [2, 7, 26, 41].

В позднем девоне вулканическая деятельность сменилась формированием многочисленных габбро-гранитных и гранитоидных интрузий, представленных франскими гранитоидами А-типа (майорский комплекс) и фаменскими – I- и S-типов (усть-беловский и боровлянский комплексы) [6, 30, 41]; осадочные толщи этого возраста неизвестны.

Раннекаменноугольные отложения имеют крайне ограниченное развитие, обнажаясь лишь в ядрах синклинальных структур. Начиная со среднего карбона (пик коллизии Сибирского и Казахстанского континентов) регион развивался в континентальном режиме. Последний этап эндогенной активности соответствовал рубежу перми и триаса, совпадая по времени с воздействием на литосферу Азии Сибирского плюма [11]. С этим этапом в Северо-Западном Алтае связано формирование гранитоидов синюшенского комплекса.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ СИНЮШЕНСКОГО МАССИВА

Гранитоиды синюшенского комплекса в северо-западной части Горного Алтая составляют серию интрузий, локализованных преимущественно в раннепалеозойских толщах или среди герцинских гранитоидов, тяготеющих к Северо-Восточной зоне смятия. Массивы гранитоидов приурочены к долгоживущим разрывным нарушениям северо-западного простирания и занимают автономное секущее положение по отношению к ареалам предшествующего магматизма. Наиболее крупными являются массивы Тигирекский (около 600 км²), расположенный в труднодоступной горной местности, и петротипический Синюшенский (102 км²).

Синюшенский массив располагается к югу от пос. Колывань (рис. 1) и представляет собой близкое к изометричному в плане куполообразное тело с крутыми контактами, прорывающее в северной части позднедевонские гранитоиды усть-беловского и боровлянского комплексов, а в западной, южной и восточной – терригенные и терригенно-карбонатные толщи раннего-среднего палеозоя. Массив практически полностью сложен порфировидными биотитовыми лейкократовыми гранитами, крупнозернистыми в северной и среднезернистыми в центральной и западной его частях. Взаимоотношения средне- и крупнозернистых гранитов, по данным геологосъемочных работ, определены как фациальные, однако в ходе полевых исследований в крупнозернистых гранитах северной части массива авторами наблюдались секущие дайкообразные тела (мощностью до 1 м), сложенные среднезернистыми разновидностями. В пользу самостоятельности расплавок, сформировавших крупно- и среднезернистые граниты, свидетельствуют также различия в их химическом составе (см. ниже).

Крайне редко в гранитах главной фазы встречаются ксенолиты более меланократовых пород (среднезернистых биотит-роговообманковых равнозернистых или порфировидных кварцевых монцодиоритов и гранодиоритов). Постгранитная дайковая серия проявлена незначительно и представлена аплитовидными гранитами и аплитами, крайне редко – аплитопегматитами.

Для средне-крупнозернистых пород комплекса характерна крупноглыбовая матрацевидная отдельность, а для мелко-среднезернистых – тонкоплитчатая. Направление падения пластовых трещин всегда совпадает с направлением поверхностей контактов массивов, что свидетельствует о неглубоком уровне эрозионного среза.

С гранитоидами Синюшенского массива сопряжены небольшие проявления вольфрамовой и вольфрам-молибденовой минерализации.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Для исследования были отобраны образцы гранитоидов, наименее выветрелые и в минимальной степени подверженные постмагматическим изменениям.

Содержания петрогенных компонентов в породах определялись методом рентгено-флуоресцентного анализа на приборе S4 Pioneer фирмы “Bruker AXS”, Германия (аналитики – Н.М. Глухова, Н.Г. Карманова и А.Н. Таряник) по стандартной методике. Содержания редких и редкоземельных элементов определены методом индуктивно-связанной плазмы с масс-спектрометрическим окончанием (ICP-MS) FINIGAN ELEMENT (аналитики – И.В. Николаева, С.В. Палесский). Методика пробоподготовки и процедура анализа соответствовала описанной в [25]. Анализы выполнены в Аналитическом центре ИГМ СО РАН (г. Новосибирск).

Концентрации F и Li были определены в Аналитическом центре ИГХ СО РАН (г. Иркутск) атомно-эмиссионным методом и методом фотометрии пламени соответственно.

Содержания главных компонентов в породообразующих минералах были определены методом рентгеноспектрального микроанализа (ЕМРА) на приборе CAMECA Camebax Micro. Диагностика аксессуарных минералов проводилась с помощью сканирующей электронной микроскопии на приборе Tescan Mira 3LMU.

Ag-Ag изотопные исследования биотита выполнены по методике, описанной в [28]. Минеральные фракции для исследований были завернуты в алюминиевую фольгу и запаяны после дегазации в кварцевых ампулах. Облучение проводилось в кadmированном канале исследовательского реактора ФТИ ТПУ (г. Томск). В качестве мониторов использовались навески стандартных образцов биотита МСА-11 и LP-6. Нейтронный градиент не превышал 0.5% на размере образца. Эксперименты по ступенчатому прогреву проводились в кварцевом реакторе с печью внешнего прогрева. Выделенные газы очищались с помощью двух последовательных ZrAl-SAES-геттеров. Измерения изотопного состава аргона проводились на масс-спектрометре “Micro-mass 5400”. Холостой опыт установки ступенчатого прогрева по ⁴⁰Ag не превышал $n \times 10^{-10}$ нсм³.

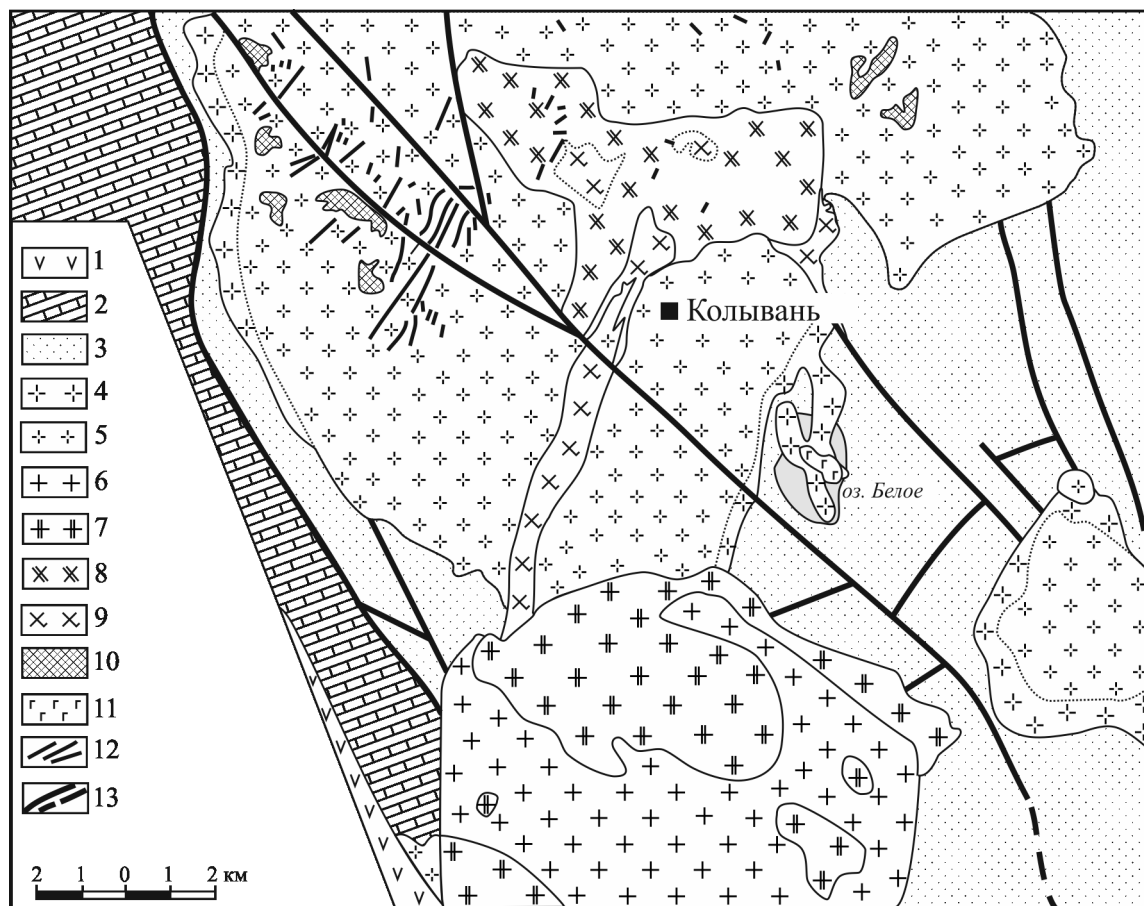


Рис. 1. Геологическая схема северной части Синюшенского массива по [30], с упрощениями.

1 – девонские вулканические и вулканогенно-осадочные толщи; 2 – ордовик-силурийские тарригенно-карбонатные и карбонатные отложения; 3 – кембро-ордовикские турбидиты; 4–12 – интрузивные образования: 4, 5 – порфировидные биотитовые граниты синюшенского комплекса, P_2 – T_1 (4 – крупнозернистые, 5 – среднезернистые); 6, 7 – гранитоиды боровлянского комплекса, D_3 (6 – мелкозернистые и аплитовидные граниты, 7 – порфировидные биотитовые граниты); 8 – дайки гранодиорит- и тоналит-порфиров; 9–12 – породы усть-беловского комплекса, D_3 (9 – мелкозернистые и аплитовидные граниты, 10 – роговообманково-биотитовые гранодиориты и адамеллиты, 11 – биотит-роговообманковые тоналиты и кварцевые диориты, 12 – габброиды); 13 – разрывные нарушения.

Fig. 1. The geological sketch map of Sinyushensky Massif northern part simplified after [30].

1 – Devonian volcanic and volcano-sedimentary formations; 2 – Ordovician-Silurian terrigenous-carbonate and carbonate deposits; 3 – Cambrian-Ordovician turbidites; 4–12 – intrusive formations: 4, 5 – subporphyritic biotite granites of the Sinyushensky complex, P_2 – T_1 (4 – coarse-grained, 5 – medium-grained); 6, 7 – the Borovlyansky granitoid complex, D_3 (6 – fine-grained and aplite granites, 7 – subporphyritic biotite granites); 8 – granodiorite and tonalite-porphyry dikes; 9–12 – the Ust'-Belovsky complex, D_3 (9 – fine-grained and aplite granites, 10 – hornblende-biotite granodiorites and adamellites, 11 – biotite-hornblende tonalites and quartz diorites, 12 – gabbroids); 13 – faults.

Перечисленные исследования проводились в Аналитическом центре ИГМ СО РАН (г. Новосибирск).

Определения содержаний и изотопных составов Sm и Nd выполнены в ИГД РАН. Навески в 100 мг растертых в пудру образцов, к которым был добавлен ^{149}Sm – ^{150}Nd трассер, разлагались в тefлоновых бюксах в смеси $\text{HCl} + \text{HF} + \text{HNO}_3$ при температуре 110°C . Полнота разложения проверялась под биноклем. Nd и Sm были выделены методом экстракционной хроматографии на колонках

LN-Spec (100–150 меш) фирмы Eichrom. Изотопные составы измерялись на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON TI в статическом режиме. Измеренные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ нормализованы к отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ и приведены к отношению $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511860$ в Nd стандарте La Jolla. Средневзвешенное значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в Nd стандарте La Jolla за период измерений составило 0.511857 ± 6 ($n = 5$). Уровень холостого опыта за время исследований 0.03–0.2 нг для Sm и 0.1–0.5 нг для Nd. Точность определения кон-

центратий составила $\pm 0.5\%$, изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = \pm 0.5\%$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = \pm 0.005\%$ (2σ).

При расчете $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$ и модельного возраста $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ использованы современные значения CHUR по [38] ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$) и DM по [37] ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2136$). Для учета возможного фракционирования Sm и Nd во внутрикоровых процессах для исследованных пород дополнительно был рассчитан двустадийный Nd модельный возраст $T_{\text{Nd}}(\text{DM-2})$ [39] с использованием среднекорового отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.12$ [46].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Минералого-петрографические особенности гранитоидов. Гранит-лейкограниты Синюшенского массива – это светло-серые или розовато-серые порфировидные биотитовые породы. Среди пород Синюшенского массива выделяются две разновидности: крупнозернистые и мелкозернистые порфировидные биотитовые граниты. Минеральный состав и структурно-текстурные особенности пород практически не различаются.

Главными породообразующими минералами гранитоидов являются калиевый полевой шпат, плагиоклаз, кварц и биотит.

Калиевый полевой шпат присутствует в породе как в виде порфировых вкрапленников размером до 3.5 см по удлинению, так и в виде ксеноморфных зерен в основной массе породы. Порфировые вкрапленники калишпата, количество которых составляет от 5–10 до 40% объема породы, представляют собой идиоморфные слабозональные кристаллы, часто сдвойникованные по карлсбадскому закону. Зерна калишпата часто пелитизированы. Некоторые кристаллы образуют закономерное прорастание с кварцем. Во вкрапленниках наблюдаются включения кварца, плагиоклаза, биотита и некоторых акцессорных минералов, причем наибольшее количество включений приурочено к краевым зонам вкрапленников.

Химический состав калиевых полевых шпатов характеризуется резким преобладанием ортоклазового минала – от 0.84 до 0.97 (рис. 2). Содержание Na_2O варьирует в достаточно широких пределах (от 0.35 до 1.73 мас. %), причем максимальная примесь альбитового минала фиксируется в калишпатах из среднезернистых гранитов. Концентрации CaO не превышают 0.1 мас. % (не более 1% анортитового минала). Из других примесей присутствуют FeO , BaO , Rb_2O , Cs_2O , однако их концентрации незначительны (табл. 1). Максимальные содержания CaO , FeO и BaO (и, одновременно, минимальные Rb_2O) характерны для калишпатов из среднезернистых гранитов.

Плагиоклаз в гранитоидах Синюшенского массива является обычным минералом основной массы, изредка наблюдается в виде вкрапленников

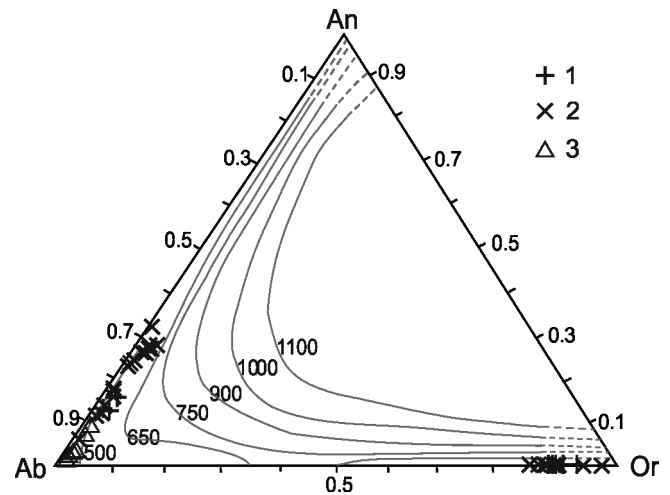


Рис. 2. Состав полевых шпатов из гранитоидов Синюшенского массива.

1 – крупнозернистые граниты, 2 – среднезернистые граниты, 3 – аплиты.

Fig. 2. Compositional variation of the Sinyushensky Massif feldspars.

1 – coarse-grained granites, 2 – medium-grained granites, 3 – aplites.

размером до 2 см. Зерна плагиоклаза, как правило, идиоморфные, обладают слабо видимой зональностью, часто сдвойникованы по альбитовому закону. Центральные зоны зерен часто серицитизированы, в краевых встречаются тесные сростания с кварцем. В качестве минеральных включений плагиоклаз наблюдается во вкрапленниках калиевого полевого шпата.

Слабозональные плагиоклазы Синюшенского массива представлены альбитом–основным олигоклазом (см. табл. 1, рис. 2). Характерна прямая зональность (центр – андезин № 30–35, край – олигоклаз № 18–25). Содержание ортоклазового минала не превышает 4%. Из других примесей наибольшие концентрации фиксируются для FeO (0.06–0.25 мас. %; см. табл. 1). Следующей по значимости является примесь Sr (до 0.19 мас. % SrO), причем максимальные его содержания наблюдаются в центральных частях зерен. Наиболее высокая основность и максимальные содержания элементов-примесей характерны для плагиоклазов из среднезернистых гранитов центральной части массива (см. табл. 1).

Слюды в гранитоидах Синюшенского массива представлены биотитами, резко плеохроирующими от буровато-коричневого до светло-коричневатого цвета. Ксеноморфные чешуйки биотита наблюдаются в основной массе породы, а также в виде минеральных включений в краевых частях вкрапленников калиевого полевого шпата. Часто отмечается развитие по биотиту вторичных минералов, от-

Таблица 1. Состав полевых шпатов из гранитоидов Синюшенского массива**Table 1.** Feldspars compositions from the Sinyushenskiy Massif granitoids

Ком- по- нент	Данные электронно-зондового анализа, мас. %															
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	65.01	64.77	64.87	64.88	64.91	65.33	65.44	65.39	64.10	60.49	58.81	68.72	66.81	65.49	67.98	66.07
Al ₂ O ₃	18.22	18.20	18.17	18.42	17.71	18.21	17.95	17.83	21.95	23.97	25.41	19.51	20.45	21.06	19.43	20.71
FeO	0.067	0.066	0.084	0.090	0.047	0.166	0.019	0.055	0.095	0.239	0.110	0.027	0.057	0.100	Н.п.о.	0.017
CaO	0.088	Н.п.о.	0.030	0.087	Н.п.о.	0.025	Н.п.о.	0.017	3.166	5.727	7.001	0.421	1.333	2.565	0.454	2.109
Na ₂ O	1.53	1.46	1.26	1.73	0.28	1.20	1.40	1.12	10.40	8.64	8.11	11.21	10.79	9.91	11.68	10.59
K ₂ O	14.76	15.21	15.40	14.59	16.02	14.74	14.87	15.39	0.28	0.53	0.17	0.15	0.17	0.17	0.17	0.23
Rb ₂ O	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	0.191	0.224	0.195	0.240	Н.п.о.	0.052	0.052	0.212	0.248	0.210	0.208	0.184
P ₂ O ₅	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	0.020	Н.п.о.	Н.п.о.	0.012	0.014	0.023	Н.п.о.	Н.п.о.
SrO	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	0.071	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	0.043	0.142	0.091	0.071	0.051	Н.п.о.	0.047	0.071
BaO	0.159	0.242	0.042	0.069	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	0.081	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.
Total	99.90	100.07	99.94	99.95	99.27	99.92	99.87	100.08	100.14	99.92	99.77	100.35	99.93	99.55	100.02	99.98
Формульные единицы. Расчет на 8 атомов О																
Si	3.00	3.00	3.00	2.99	3.02	3.01	3.02	3.02	2.84	2.71	2.64	3.00	2.94	2.90	2.98	2.91
Al	0.99	0.99	0.99	1.00	0.97	0.99	0.98	0.97	1.14	1.27	1.34	1.00	1.06	1.10	1.00	1.08
Fe	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	–	0.00	0.00	–	0.00	–	0.00	0.15	0.28	0.34	0.02	0.06	0.12	0.02	0.10
Na	0.14	0.13	0.11	0.15	0.03	0.11	0.12	0.10	0.89	0.75	0.71	0.95	0.92	0.85	0.99	0.90
K	0.87	0.90	0.91	0.86	0.95	0.87	0.87	0.91	0.02	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Rb	–	–	–	–	0.01	0.01	0.01	0.01	–	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
P	–	–	–	–	–	–	–	–	0.00	–	–	0.00	0.00	0.00	–	–
Sr	–	–	–	–	0.00	–	–	–	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	–	0.00	0.00
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	–	–	–	–	–	0.00	–	–	–	–	–	–
Or	0.860	0.872	0.888	0.844	0.974	0.889	0.875	0.899	0.015	0.028	0.009	0.008	0.010	0.010	0.009	0.012
An	0.004	0.001	0.001	0.004	0.000	0.001	0.000	0.001	0.142	0.260	0.320	0.020	0.063	0.124	0.021	0.098
Ab	0.135	0.127	0.110	0.152	0.026	0.110	0.125	0.100	0.843	0.711	0.671	0.971	0.927	0.866	0.970	0.890

Примечание. Н.п.о. – ниже предела обнаружения, прочерк – не определялся. Обр. 1–8 – калиевые полевые шпаты; 9–16 – плагиоклазы; 1–4, 9–11 – мелкозернистые; 5–6, 12–14 – крупнозернистые породы; 7–8, 15–16 – аплиты.

Note. Н.п.о. – below detection limit, dash – not determined. Samples 1–8 – potassium feldspars; 9–16 – plagioclases; 1–4, 9–11 – fine-grained; 5–6, 12–14 – coarse-grained granites; 7–8, 15–16 – aplites.

дельные зерна иногда нацело замещены хлоритом.

По составу слюды отвечают умеренно-железистым ($f = 61\text{--}82\%$) аннитам (табл. 2, рис. 3). Концентрации титана варьируют в широких пределах (1.7–3.4 мас. % TiO₂), обнаруживая прямую корреляцию с железистостью. Глиноземистость биотитов изменяется от 17 до 21% и не коррелирует с содержаниями титана и железистостью. Концентрация фтора варьирует от 1.9 до 3.7 мас. %, а хлора – не превышает предела обнаружения.

Слюды из разных по петрографическому составу пород имеют определенные различия. Так, биотиты из среднезернистых гранитов центральной части массива имеют максимальные среди пород массива содержания титана (2.58–3.06 мас. % TiO₂), фтора (2.0–2.5 мас. %), минимальную глиноземистость ($l = 18\text{--}19\%$) и железистость ($f = 64\text{--}66\%$). Одновременно только для них

фиксируется наличие значимых (выше предела обнаружения) примесей BaO (см. табл. 2). Биотиты крупнозернистых гранитов северной части массива менее титанистые (2.27–2.75 мас. % TiO₂), менее фтористые ($F = 0.61\text{--}0.94$ мас. %), более железистые и глиноземистые ($f = 79\text{--}82\%$, $l = 22\text{--}23\%$) и имеют максимальную примесь Rb (см. табл. 2). Биотиты аплитов по составу близки к биотитам крупнозернистых гранитов.

Кварц образует ксеноморфные зерна в основной массе породы, а также включения в биотите и калиевом полевом шпате.

Акцессорная минерализация представлена магнетитом, ильменитом, цирконом, монацитом и апатитом. Реже (преимущественно в виде включений в магнетите) встречаются титанит и эвксенит. Интересной особенностью является одновременное присутствие в породах ильменита и маг-

Таблица 2. Состав слюд из гранитоидов Синюшенского массива**Table 2.** Micas compositions from Sinyushenskiy Massif granitoids

Ком- понент	Данные электронно-зондового анализа, мас. %															
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	36.19	37.03	36.08	36.62	37.27	37.5	37.3	36.9	36.9	36.3	36.34	36.56	36.58	36.31	36.53	36.87
TiO ₂	2.57	2.27	2.75	2.70	2.33	2.85	3.06	2.77	2.58	3.06	2.63	2.58	2.76	2.76	2.70	2.78
Al ₂ O ₃	19.10	18.22	19.47	18.76	18.46	14.6	14.7	14.5	15.2	15.2	18.65	18.52	18.98	18.67	19.02	19.41
MgO	5.50	6.07	5.26	5.46	5.98	10.8	10.3	11.0	10.8	10.5	5.87	5.96	5.80	5.93	6.08	5.73
FeO	24.14	23.15	23.22	23.10	21.53	20.1	20.6	19.9	19.5	20.1	22.58	22.66	22.74	23.03	22.35	21.99
MnO	0.75	0.81	0.76	0.82	0.84	0.93	0.93	0.94	0.83	0.82	0.79	0.67	0.69	0.70	0.67	0.68
CaO	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	0.014	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	0.113	0.01	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	0.002
Na ₂ O	0.02	Н.п.о.	0.04	0.03	0.04	0.15	0.13	0.08	0.09	0.09	0.04	0.04	0.04	0.02	0.03	0.07
K ₂ O	9.91	9.98	10.05	9.88	9.59	9.6	9.6	9.5	9.6	9.5	9.83	9.92	10.03	10.02	9.99	10.01
Rb ₂ O	0.095	0.178	0.061	0.173	0.25	0.063	0.106	0.128	0.082	0.090	0.067	0.151	0.017	0.095	0.14	0.117
BaO	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	0.060	0.046	0.104	0.052	0.085	0.011	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	0.018	Н.п.о.
F	0.61	0.84	0.51	0.82	0.94	2.07	1.99	2.44	2.50	2.21	0.50	0.57	0.75	0.76	0.72	0.49
Cl	Н.п.о.	Н.п.о.	0.011	0.034	Н.п.о.	—	—	—	—	—	0.003	0.001	0.007	0.012	0.01	Н.п.о.
Total	98.89	98.57	98.19	98.39	97.25	98.7	98.7	98.3	98.1	98.0	97.42	97.64	98.39	98.31	98.27	98.16
Формульные единицы. Расчет на 11 атомов О																
Si	2.72	2.78	2.72	2.75	2.81	2.78	2.77	2.75	2.75	2.72	2.75	2.76	2.74	2.73	2.74	2.76
Ti	0.145	0.128	0.156	0.152	0.132	0.159	0.171	0.155	0.145	0.172	0.150	0.147	0.156	0.156	0.152	0.156
Al	1.69	1.61	1.73	1.66	1.64	1.28	1.28	1.27	1.33	1.34	1.67	1.65	1.68	1.66	1.68	1.71
Mg	0.62	0.68	0.59	0.61	0.67	1.19	1.14	1.22	1.20	1.17	0.66	0.67	0.65	0.67	0.68	0.64
Fe	1.52	1.45	1.46	1.45	1.36	1.24	1.28	1.24	1.22	1.26	1.43	1.43	1.43	1.45	1.40	1.38
Mn	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06	0.06	0.06	0.05	0.05	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04
Ca	—	—	—	—	0.001	—	—	—	—	—	0.009	0.001	—	—	—	0.000
Na	0.00	—	0.01	0.00	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01
K	0.95	0.96	0.97	0.95	0.92	0.91	0.91	0.90	0.91	0.91	0.95	0.96	0.96	0.96	0.96	0.96
Rb	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01
Ba	—	—	—	—	—	0.002	0.001	0.003	0.002	0.002	0.000	—	—	—	0.001	—
F	0.14	0.20	0.12	0.19	0.22	0.49	0.47	0.57	0.59	0.52	0.12	0.14	0.18	0.18	0.17	0.12
Cl	—	—	0.00	0.00	—	—	—	—	—	—	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	—
<i>l</i>	0.22	0.22	0.23	0.22	0.22	0.18	0.18	0.18	0.18	0.19	0.22	0.22	0.23	0.22	0.23	0.23
<i>f</i>	0.81	0.79	0.82	0.81	0.78	0.65	0.67	0.64	0.64	0.66	0.79	0.79	0.80	0.80	0.79	0.79

Примечание. Н.п.о. – ниже предела обнаружения, прочерк – не определялся, *l* – глиноземистость $Al_2O_3/(Al_2O_3 + SiO_2 + MgO + FeO)$, *f* – железистость $FeO/(FeO + MgO)$. Обр. 1–5 – мелкозернистые, 6–10 – крупнозернистые породы, 11–16 – аплиты.

Note. Н.п.о. – below detection limit, dash – was not determined. Samples 1–5 – fine-grained granites, 6–10 – coarse-grained granites, 11–16 – aplites.

нетита. Ильменит образует кристаллы размером от 100 до 600 мкм в поперечнике, нередко хорошо ограненные. Зерна ильменита присутствуют как включения в кварце, биотите, плагиоклазе и в краевых частях крупных вкрапленников калиевого полевого шпата. Магнетит встречается в виде кристаллов с кристаллографическими очертаниями размером 50–300 мкм, а также в виде тонких включений в ильмените, напоминающих структуры распада твердых растворов (рис. 4а). Включения магнетита наблюдаются в краевых зонах крупных вкрапленников калиевого полевого шпата, во всех породообразующих минералах,

а также в ильмените. Часто встречаются сростания кристаллов магнетита и ильменита, в таких случаях кристаллы магнетита оказываются более идиоморфными (рис. 4а).

Циркон образует идиоморфные длиннопризматические кристаллы светло-коричневого цвета размером от первых микрометров до 300 мкм в поперечнике. Наиболее крупные кристаллы циркона зональны: во внешней зоне содержание HfO_2 выше, чем во внутренней. Кристаллы циркона обычно присутствуют в виде включений в кварце, биотите, калиевом полевоом шпате, плагиоклазе, магнетите и ильмените (см. рис. 4а–в).

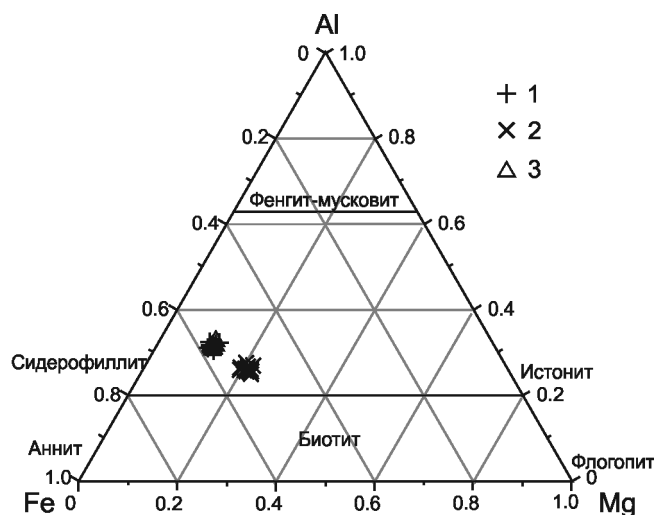


Рис. 3. Составы слюд из гранитоидов Синюшенского массива.

Условные обозначения – см. рис. 2.

Fig. 3. Compositional variation of the Sinyushensky Massif micas.

Legend – see Fig. 2.

Апатит представлен кристаллами призматического габитуса, размер которых в поперечнике варьирует от первых микрометров до 100–200 мкм, причем более мелкие кристаллы (до 50 мкм в поперечнике) оказываются длиннопризматическими – до 150 мкм по удлинению, а кристаллы размером в поперечнике более 50 мкм короткопризматические. Основной примесью в апатитах Синюшенского массива является MnO и FeO , причем наиболее высокие содержания FeO и наиболее низкие MnO наблюдаются в мелких идиоморфных кристаллах. Зерна большего размера обладают пятнистой зональностью, кроме того, в них отмечаются примеси РЗЭ цериевой группы (Ce и Nd), содержания которых закономерно меняются от зоны к зоне. Включения апатита присутствуют во всех породообразующих минералах, более того, мелкие кристаллы встречаются в магнетите, ильмените и цирконе (см. рис. 4а–в).

Монацит представлен идиоморфными кристаллами размером до 200 мкм, образующими включения в породообразующих минералах, часто зональными – внешние зоны обогащены ThO_2 (до 13.2 мас. %).

Наиболее ранними минеральными фазами являются акцессорные минералы-концентраторы высокозарядных и редкоземельных элементов, такие как эвксенит (рис. 4г), монацит, циркон и апатит. После первых акцессорных минералов образуется магнетит, а затем ильменит. Первым из породообразующих минералов кристаллизуется калиевый полевой шпат, формирующий вкрапленники, затем

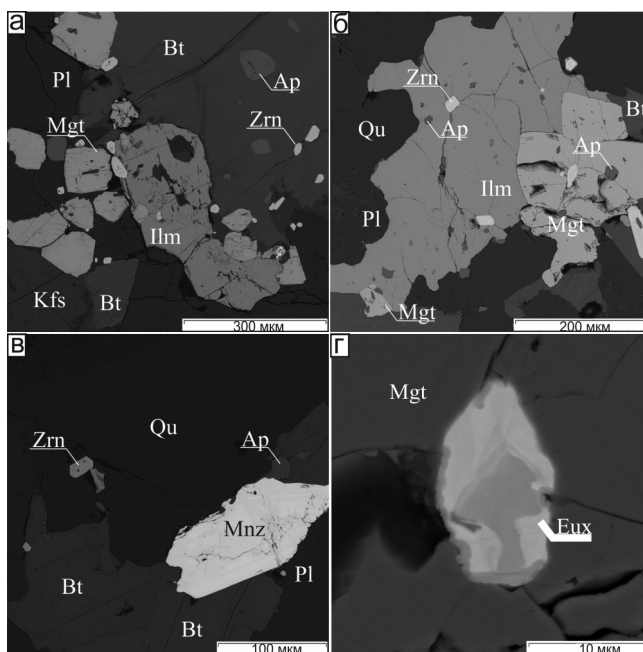


Рис. 4. Формы выделения акцессорных минералов в гранитах Синюшенского массива.

а – идиоморфные включения апатита, циркона, магнетита и ильменита в биотите и плагиоклазе, в кристалле ильменита тонкие включения магнетита (структуры распада); б – идиоморфные включения апатита и циркона в ильмените и магнетите; в – включения идиоморфных кристаллов монацита, апатита и циркона в кварце и биотите; г – включение зонального кристалла эвксенита в магнетите.

Fig. 4. Accessory minerals appearance from Sinyushensky Massif granites.

а – idiomorphic inclusion of apatite, zircon, magnetite and ilmenite in biotite and plagioclase, there is thin magnetite inclusions in ilmenite (decay texture); б – idiomorphic inclusions of apatite and zircon in ilmenite and magnetite; в – inclusion of monazite, apatite and zircon idiomorphic crystals in quartz and biotite; г – zoned euxenite crystal inclusion in magnetite.

биотит, плагиоклаз, а на заключительной стадии кристаллизуется кварц.

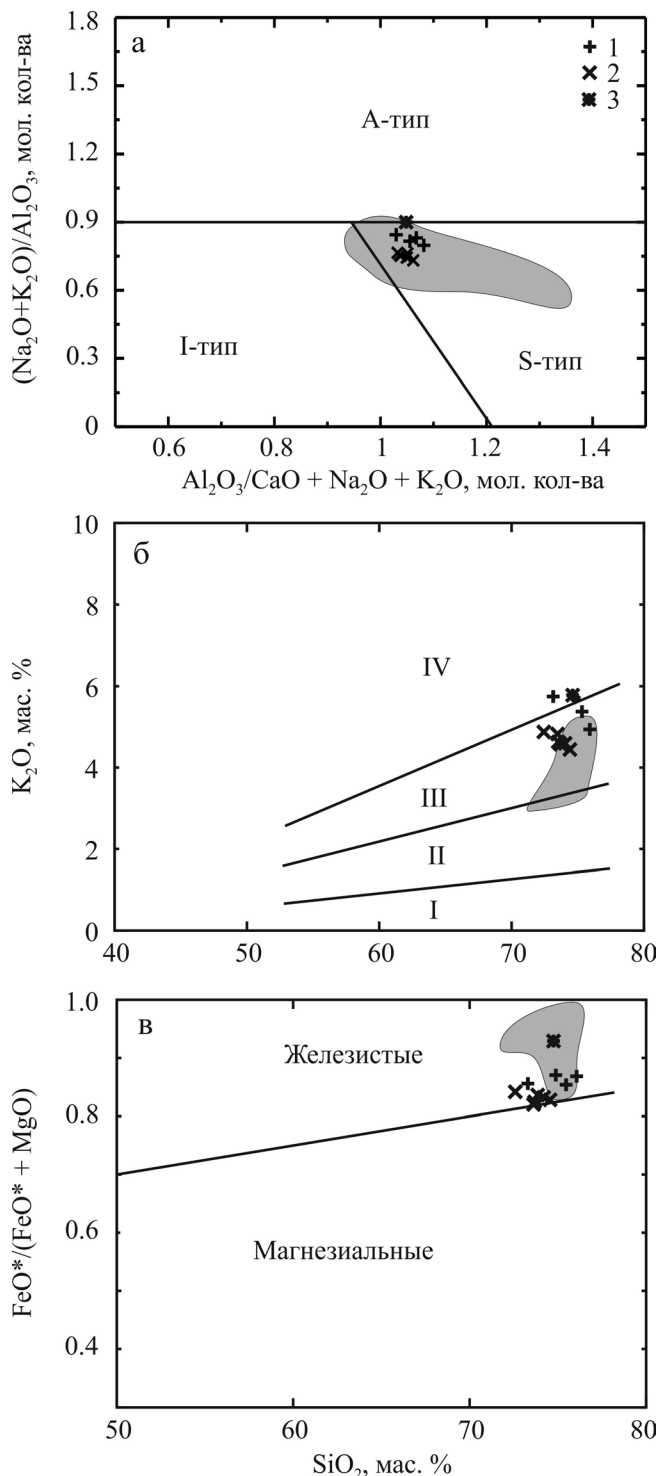
Вещественный состав. По петрохимическому составу породы Синюшенского массива отвечают унимодальной гранит-лейкогранитной ассоциации с преобладанием калия над натрием. Гранитоиды характеризуются низкими содержаниями фермических элементов, кальция и фосфора (табл. 3), имеют высокую (> 80%) железистость и слабо пересыщены глиноземом (рис. 5). Значение коэффициента агаитности $NK/A ((Na_2O + K_2O)/Al_2O_3, \text{ молекулярные количества})$ в большинстве изученных проб составляют 0.75–0.84, указывая на принадлежность гранитоидов к породам нормального ряда, и лишь в аплитах достигает 0.9 (минимальное значение для пород умереннощелочного ряда).

Таблица 3. Представительные анализы гранитоидов Синюшенского массива**Table 3.** Representative analyses of the Sinyushenskiy Massif granitoids

Компонент	Номер пробы								
	11-02	11-05	11-05/1	11-09	11-13	Г-4/1	11-12	Г-6/1	Х - бор
	1	2	3	6	4	5	7	8	9
SiO ₂	73.86	74.57	72.59	73.3	76.08	74.60	75.48	74.77	75.35
TiO ₂	0.27	0.26	0.25	0.19	0.2	0.23	0.22	0.08	0.14
Al ₂ O ₃	13.70	13.64	13.66	13.35	12.75	13.64	13.04	13.16	13.15
Fe ₂ O ₃ *	2.49	2.32	2.52	1.62	1.85	1.59	1.78	1.43	1.94
MnO	0.07	0.06	0.06	0.06	0.05	0.03	0.06	0.04	0.06
MgO	0.44	0.44	0.43	0.25	0.25	0.27	0.27	0.10	0.35
CaO	1.64	1.61	1.57	0.96	0.92	0.93	0.97	0.43	1.38
Na ₂ O	3.21	3.11	3.10	3.04	2.91	2.94	2.90	3.30	3.43
K ₂ O	4.57	4.44	4.87	5.75	4.93	6.13	5.37	5.78	3.96
P ₂ O ₅	0.08	0.07	0.07	0.05	0.05	0.06	0.06	0.02	0.04
LOI	0.38	0.3	0.07	0.37	0.34	0.23	0.14	0.14	0.38
Total	100.79	100.89	99.29	99.01	100.41	100.76	100.37	99.29	100.14
F	1300	1000	790	840	710	600	530	110	< 300
Li	104	98	100	109	106	72	72	35	48
Rb	259	231	248	356	311	272	270	392	132
Sr	133	131	131	110	94	129	99	19	100
Y	30	26	29	15	14	17	28	55	30
Zr	219	189	197	127	156	148	179	45	107
Nb	22.1	20.1	21.1	20.9	18.1	19.4	23.8	36.7	12.2
Cs	11.4	9.3	10.5	12.6	9.6	5.4	9.7	40.8	4.5
Ba	402	378	410	319	251	353	230	51	462
La	50.22	52.91	45.31	42.11	48.18	37.70	56.62	13.10	29.45
Ce	92.98	92.83	86.09	63.98	74.57	59.95	83.84	28.38	52.2
Pr	9.26	9.04	8.4	5.59	6.64	6.52	7.49	3.83	6.5
Nd	30.92	30.09	28.96	17.5	20.43	21.08	23.79	14.03	20.57
Sm	6.2	5.81	5.95	2.86	3.37	3.14	4.65	3.98	3.87
Eu	0.9	0.88	0.89	0.57	0.56	0.67	0.67	0.18	0.55
Gd	4.69	4.7	4.62	2.16	2.72	2.85	3.81	4.32	3.38
Tb	0.78	0.73	0.75	0.35	0.38	0.43	0.67	0.83	0.63
Dy	4.28	4.02	4.5	2.08	2.11	2.56	4.1	5.54	4.35
Ho	0.94	0.81	0.91	0.46	0.41	0.54	0.89	1.18	0.9
Er	2.80	2.37	2.66	1.43	1.22	1.76	2.65	4.12	2.84
Tm	0.46	0.41	0.46	0.26	0.2	0.31	0.48	0.86	0.48
Yb	3.40	2.84	3.36	1.97	1.7	2.36	3.33	7.13	2.92
Lu	0.55	0.46	0.54	0.35	0.3	0.40	0.54	1.24	0.47
Hf	6.2	5.2	5.5	3.7	4.6	4.7	5.2	4.6	3.1
Ta	2.2	2.0	2.0	1.6	1.3	1.8	2	7.3	1
Th	31.1	29.8	26.7	32.2	35.1	41.8	53.8	15.3	12.5
U	12.1	8.7	11	13.2	9.6	10.9	10.6	12.6	6
Sc	8.1	7.6	7.4	5.9	6.4	4.1	5.3	7.0	5.4
Co	3.2	3.2	3.3	1.9	2.2	1.8	2.1	1.4	2.3
Ga	17.5	17.9	17.2	17.8	17.4	15.8	16.4	21.0	14

Примечание. Содержания оксидов в мас. %, элементов – в г/т. Fe₂O₃* – общее железо в пересчете на трехвалентное. 1–4 – средне-зернистые граниты центральной части массива, 4–7 – крупнозернистые граниты северной части массива, 8 – аплит, 9 – средний состав позднедевонских гранитоидов боровлянского комплекса (комментарии см. в тексте).

Note. Oxides in wt %, elements in ppm. Fe₂O₃* – total iron in Fe₂O₃. 1–4 – fine-grained granites, 4–7 – coarse-grained granites, 8 – aplites, 9 – average composition of Late Devonian granitoids of the Borovlyansky complex (comments see in the text).



Редкоэлементные характеристики гранит-лейкогранитов Синюшенского массива приведены в табл. 3. Для пород характерны повышенные, в сравнении с кларком (по [5]), концентрации Li, Rb и Cs, пониженные содержания элементов группы железа, Sr и, в меньшей степени, Ba, относительная обогащенность высокозарядными элементами. Концентрации фтора также повышены в сравне-

Рис. 5. Петрохимические диаграммы для гранитоидов Синюшенского массива.

а – $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ – $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (молекулярные количества); б – SiO_2 – K_2O ; поля составов пород: I – низкокалиевые, II – умереннокалиевые, III – высококалиевые, IV – ультракалиевые; границы полей – по [44]; в – SiO_2 – $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$, границы полей – по [36]. 1 – крупнозернистые граниты, 2 – среднезернистые граниты, 3 – аплиты.

Fig. 5. Major element diagrams for Sinyushensky Massif granitoids.

а – $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ – $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (molecular weight); б – SiO_2 – K_2O ; rocks composition; fields are: I – low potassium (tholeiite series), II – medium potassium (calc-alkaline series), III – high potassium (alkaline series), IV – shoshonite series. Boundaries – after [44]; в – SiO_2 – $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$, boundaries – after [36]. 1 – coarse-grained granites, 2 – medium-grained granites, 3 – aplites.

нии с кларком (см. табл. 3) и не обнаруживают значимых различий в крупно- и среднезернистых гранитах. Содержания РЗЭ находятся на вышекларковом уровне ($\Sigma \text{РЗЭ} = 150\text{--}210$ г/т), спектры их распределения асимметричные с отрицательным уклоном ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 9.0\text{--}14.4$) и небольшим европиевым минимумом (рис. 6). Примечательно, что крупнозернистые граниты северной части массива имеют более низкие содержания высокозарядных и редкоземельных элементов по сравнению со среднезернистыми породами центральной части. Аплиты характеризуются максимальными содержаниями Rb, Cs, U, Nb и Ta, минимальными концентрациями Sr, Ba и Zr. Спектры распределения РЗЭ имеют V-образную форму со слабым преобладанием тяжелых лантаноидов над легкими и глубоким европиевым минимумом (см. рис. 6). В целом концентрации легких лантаноидов (и Th) в аплитах минимальны, а тяжелых (и Y) – максимальны среди наблюдаемых в породах Синюшенского массива. Еще одной особенностью аплитов являются резко пониженные (в сравнении с другими породами комплекса) концентрации Li и F (см. табл. 3).

Изотопный состав неодама изучен только в среднезернистых гранитах ($^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.0924$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512540 \pm 2$, $\epsilon_{\text{Nd}}(0) = -1.9$, $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = +1.4$, $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 0.79$ млрд лет, $T_{\text{Nd}}(\text{DM}-2) = 0.92$ млрд лет); он значимо не отличается от такового во вмещающих породах – кембро-ордовикских турбидитах [18].

Возраст гранитоидов Синюшенского комплекса традиционно считался позднепалеозойским–раннемезозойским. Первые результаты K–Ar датирования гранитоидов, указывающие на их позднепермский возраст, были приведены в работе [1]. Позднее [8] была опубликована датировка 244.5 ± 4.5 млн лет, полученная Rb–Sr методом параллельных изохрон для проб гранитоидов и мономинеральных фракций из нескольких массивов Северного Алтая.

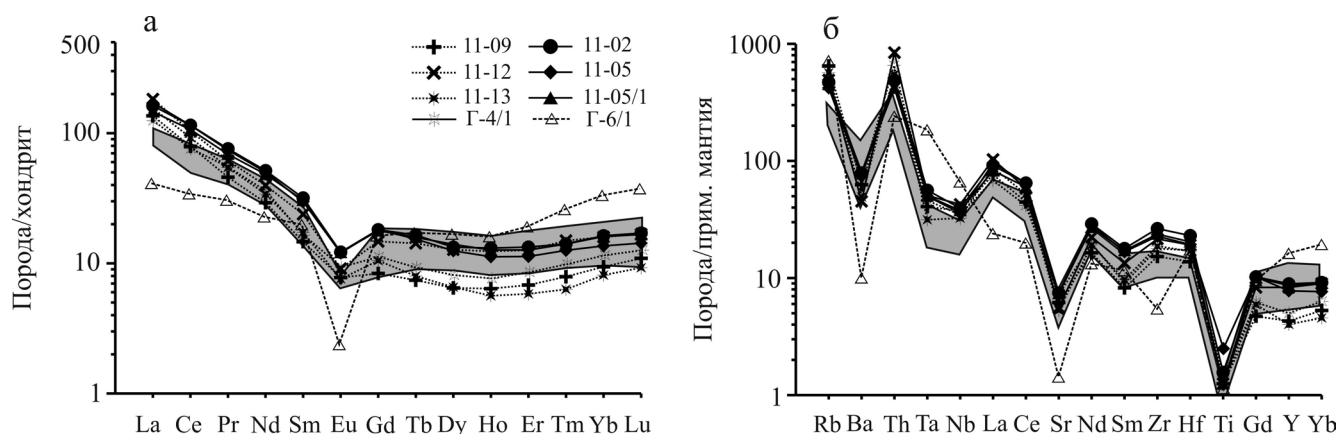


Рис. 6. Спектры распределения РЗЭ (а) и мультиэлементные диаграммы (б) для гранитоидов Синюшенского массива.

Номера проб соответствуют таковым в табл. 3. Спектры распределения РЗЭ нормированы по составу хондрита [33], мультиэлементные диаграммы – по составу примитивной мантии [46].

Fig. 6. REE patterns (a) and spidergrams (b) for Sinyushensky Massif granitoids.

Samples numbers correspond to those in Table 3. REE patterns are normalized to chondrite after [33], spidergrams – to primitive mantle after [46].

Для уточнения возраста гранитоидов Синюшенского массива было проведено **Аг-Аг датирование** монофракции биотита, отобранной из среднезернистого гранита главной фазы. Полученный Аг-Аг спектр имеет отчетливое плато, состоящее из семи ступеней и соответствующее более 90% выделенного аргона. Оценка возраста, полученная по плато, составляет 248.2 ± 0.7 млн лет (рис. 7) и не отличима от “интегральной” оценки возраста (248 ± 0.7 млн лет). Таким образом, проведенные исследования подтвердили раннетриасовый возраст гранитоидов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Приведенные геологические данные убедительно свидетельствуют о внутриплитной природе гранитоидов Синюшенского массива, а полученные оценки возраста указывают на синхронность их формирования с образованием на Сибирской платформе и в ее складчатом обрамлении крупной изверженной провинции, обусловленной активностью Сибирского суперплюма. В то же время по особенностям минерального и химического состава рассматриваемые породы резко отличаются от “классических” гранитоидов **А-типа**, характерных для континентальных рифтов и крупных изверженных провинций древних платформ. По петро- и геохимическим характеристикам гранитоиды Синюшенского массива максимально близки к **S-гранитам**, что подтверждается положением точек их составов на классификационных диаграммах (рис. 8). На дискриминационных диаграммах Дж. Пирса [43], предназначенных для определе-

ния палеогеодинамической позиции гранитоидов (рис. 9), точки составов пород Синюшенского массива локализуются в поле гранитоидов вулканических дуг и коллизионных зон вблизи границ с полем внутриплитных гранитов. Изотопный состав Nd в гранитоидах также не отличается от такового в породах верхней коры (кембро-ордовикских турбидитах). Все перечисленное позволяет утверждать, что главным источником расплавов исследованных гранитоидов являлись метаосадочные породы верхней коры. В то же время, в сравнении с позднедевонскими S-гранитами боровлянского комплекса (см. рис. 1), формирование которых было связано с анатексисом метаосадочных пород верхней коры [41], граниты Синюшенского массива обнаруживают ряд отличий. Сопоставление данных, приведенных в табл. 3 и на рис. 5–6, показывает, что пермо-триасовые гранитоиды отличаются от позднедевонских пониженной железистостью, слабо повышенной щелочностью и более высокими содержаниями калия, обогащены F, Li, Rb, Cs, Th и U, имеют значимо более высокие концентрации HFSE (за исключением Y) и РЗЭ цериевой группы (см. табл. 3), в то время как концентрации “тяжелых” РЗЭ в породах находятся на близком уровне.

В отношении специфики петрогенезиса гранитоидов синюшенского комплекса наиболее интересными представляются два вопроса: 1) природа термального источника, вызвавшего прогрев и анатексис в коре, и 2) причины относительного обогащения гранитоидов несовместимыми элементами.

Формирование внутриплитных гранитоидов традиционно связывается либо с процессами фрак-

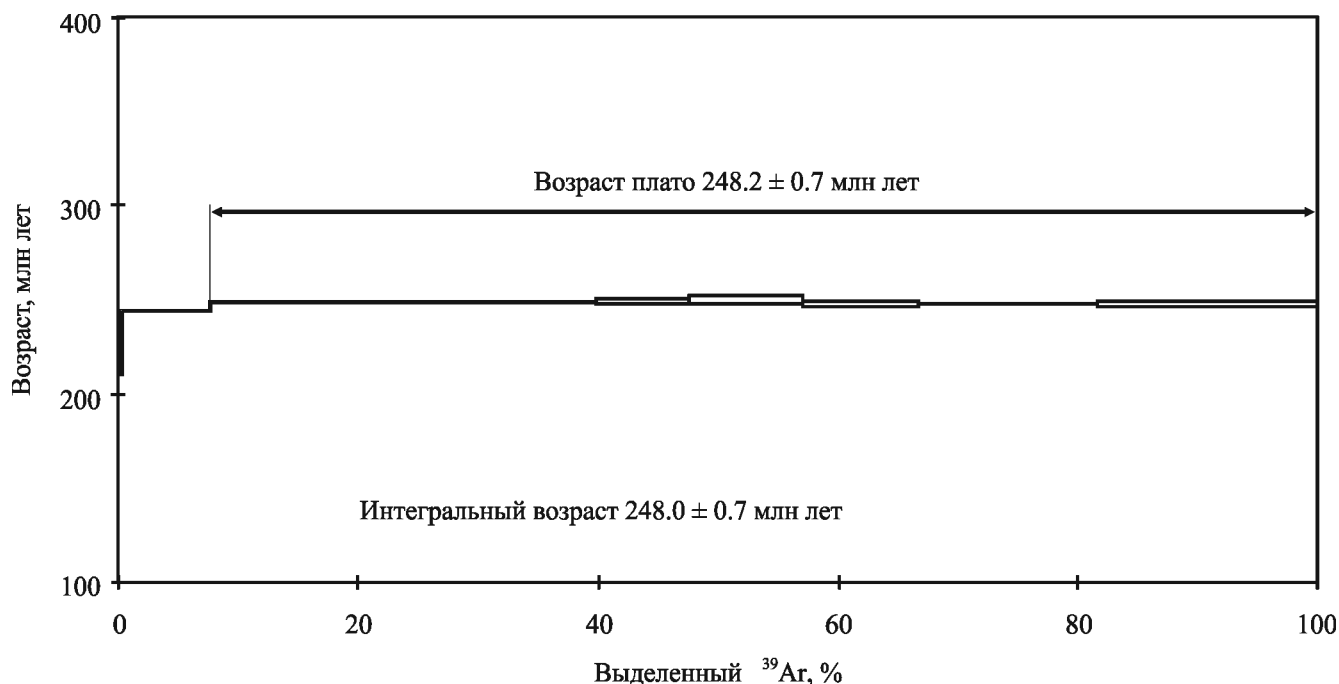


Рис. 7. Ar-Ar возрастной спектр для биотита из пробы 8-11 – гранита Синюшенского массива.

Fig. 7. The results of Ar-Ar isotope dating of biotite (sample 8-11) from Sinyushensky Massif granite.

ционирования базитовых магм, либо с их термальным воздействием на породы континентальной коры, вызывающим ее плавление и часто сопровождаемым интенсивным корово-мантийным взаимодействием, которое реализуется либо путем прямого смешения мантийных и коровых магм, либо в форме воздействия флюидов, отделяющихся от мантийных магм, на породы коры и анатектические выплавки. Учитывая тесную временную сопряженность гранитоидов Синюшенского массива с излияниями траппов Сибирской платформы и Кузбасса, образованием многочисленных дайковых роев и мелких габброидных интрузий в западной части АССО, подобный тепловой источник для формирования гранитоидов Синюшенского массива представляется вполне вероятным. Дополнительным подтверждением такой возможности является присутствие пород мантийного генезиса (габброидов) в составе ряда пермо-триасовых комплексов Горного Алтая (айского, теранжикского и, вероятно, тархатинского) [20, 21, 30]. В то же время необходимо отметить, что лейкократовый характер гранитоидов и отсутствие в них каких-либо следов базитовых магм (меланократовых шлиров, резорбированных зерен основного плагиоклаза либо темноцветных минералов, типичных для пород базитового состава) заставляют предполагать, что корово-мантийное взаимодействие в форме прямого смешения магм отсутствовало, а базитовые расплавы являлись лишь источником тепла и, возможно,

флюидов, обеспечивавших анатексис и формирование гранитоидов.

В этом случае повышенные, в сравнении со “стандартными” S-гранитами, концентрации LILE, HFSE и “легких” РЗЭ могут быть либо следствием привноса этих элементов флюидом, либо отражать специфику анатектических процессов. Первый вариант представляется маловероятным по двум причинам. Во-первых, и высокочargedные элементы и лантаноиды цериевой группы относительно инертны; эффективный перенос их флюидом фиксируется лишь в высокощелочных системах. Во-вторых, пермо-триасовые базиты Горного Алтая характеризуются “ураганными” концентрациями щелочноземельных элементов (Sr – более 7000, Ba – до 3000 г/т) [20, 21]. Поскольку эти элементы высоко мобильны, в случае интенсивного флюидно-магматического взаимодействия неизбежно обогащение ими анатектических выплавки. Однако содержания Sr в гранитоидах Синюшенского массива лишь незначительно повышены в сравнении с позднедевонскими S-гранитами, а концентрации Ba находятся на том же уровне (см. табл. 3).

Таким образом, как прямое смешение мантийных и коровых расплавов, так и интенсивное флюидно-магматическое взаимодействие вряд ли могли быть причинами, обусловившими специфику состава пород Синюшенского массива, а наиболее вероятным фактором своеобразия Синюшенского массива при-

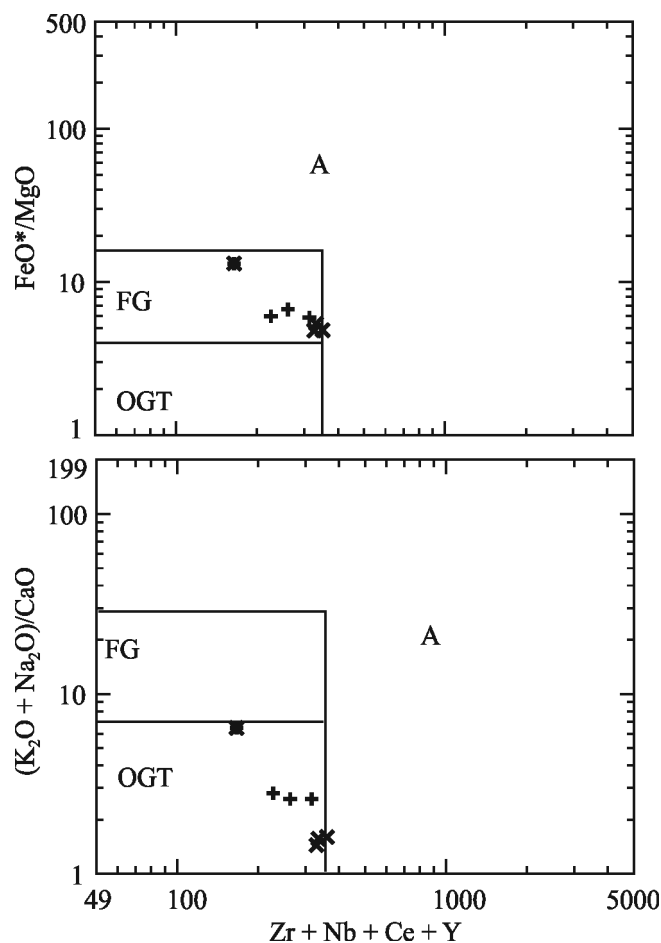


Рис. 8. Классификационные диаграммы $(Zr + Nb + Ce + Y) - FeO^*/MgO$ и $(Zr + Nb + Ce + Y) - ((Na_2O + K_2O)/CaO)$ [47] для гранитоидов Синюшенского массива.

Поля: FG – фракционированные граниты, OGT – нефракционированные граниты M-, S- и I-типов, A – граниты A-типа. Условные обозначения – см. рис. 5.

Fig. 8. Classification diagrams $(Zr + Nb + Ce + Y) - FeO^*/MgO$ and $(Zr + Nb + Ce + Y) - ((Na_2O + K_2O)/CaO)$ after [47] for Sinyushensky Massif granitoids.

Fields are: FG – fractionated granites, OGT – M-, S- and I-types unfractionated granites, A – A-type granites. Legend correspond to that in Fig. 5.

ходится считать специфические условия, в которых протекали процессы анатексиса.

Анализируя возможные механизмы формирования редкометалльных гранитов, В.И. Коваленко с соавторами [16] в качестве одного из вариантов рассматривал избирательное плавление слюд, являющихся основными концентраторами калия, крупноионных, литофильных и ряда рудных элементов в метаморфических породах. В результате проведенных исследований авторами цитируемой работы было показано, что селективное плавление слюд не в состоянии значительно (более чем на порядок) изме-

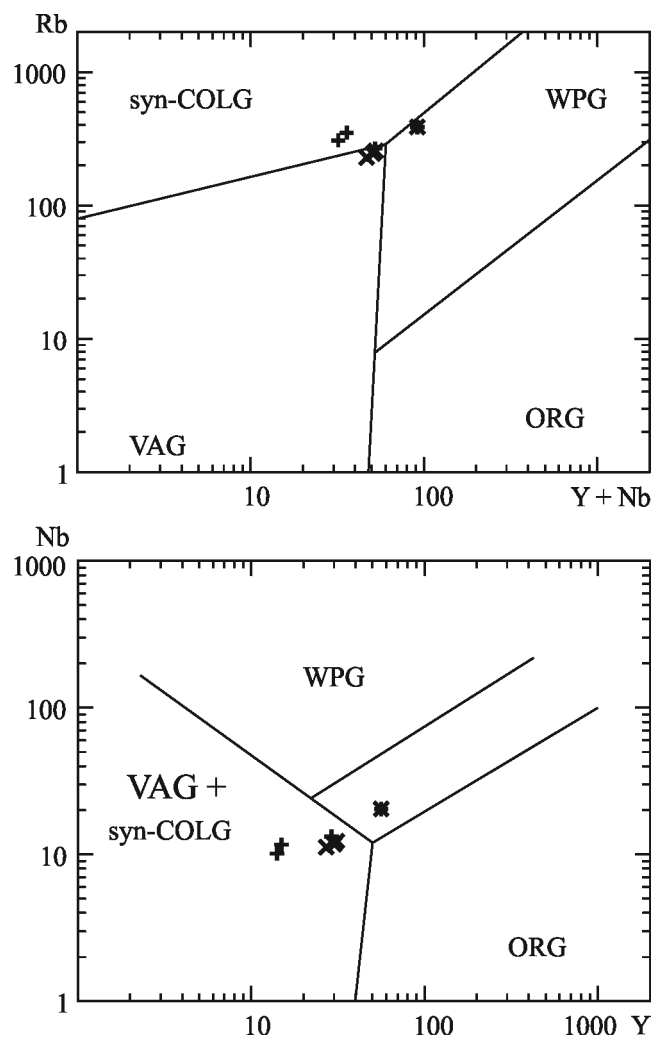


Рис. 9. Дискриминационные диаграммы $(Y + Nb) - Rb$ и $Y - Nb$ [43] для гранитоидов Синюшенского массива.

Поля: ORG – граниты океанических хребтов, VAG – граниты вулканических дуг, Syn-COLG – синколлизионные граниты, WPG – внутриплитные граниты. Условные обозначения – см. рис. 5.

Fig. 9. Discrimination diagrams $(Y + Nb) - Rb$ and $Y - Nb$ [43] for Sinyushensky Massif granitoids.

Fields are: ORG – ocean ridges granites, VAG – volcanic arc granites, Syn-COLG – syncollisional granites, WPG – within-plate granites. Legend corresponds to that in Fig. 5.

нить Rb/Sr отношение, т.е. увеличить его до уровня, характерного для редкометалльных Li-F гранитов. Кроме того, избирательное плавление слюд (обогащенных Rb и обедненных Sr) неминуемо должно привести к резкому повышению $^{87}Sr/^{86}Sr$ в анатектических выплавках. На этом основании был сделан вывод о том, что для объяснения формирования редкометалльных Li-F гранитоидов данный механизм не применим, а их генезис необходимо связывать с процессами глубокой дифференциации [16].

Вместе с тем необходимо отметить, что подобный механизм вполне способен объяснить формирование значительных количеств субредкометалльных магм, имеющих в 2–3 раза более высокое, в сравнении с “обычными” анатектическими гранитами, Rb/Sr отношение, повышенные в несколько раз (по сравнению с кларком) концентрации фтора, крупноионных литофильных и некоторых рудных элементов. В терминах классификации Л.В. Таусона [27] эти породы выделяются в качестве главной фазы редкометалльно-плюмазитовых гранитоидов; на примере ряда интрузивных серий Забайкалья показано [17], что повышенные концентрации крупноионных литофильных и ряда рудных элементов присущи расплавам этого типа изначально, а не являются следствием их дифференциации. К этому же типу относятся гранитоиды Синюшенского массива.

Подчеркнем еще раз, что речь здесь идет не об обычном плавлении слюд при росте температуры и увеличении степени анатексиса. Подобные закономерности многократно фиксировались в экспериментах по плавлению пород различного состава [40, 42, 45]. Судя по данным этих исследований, массовое разложение биотита начиналось при температуре 900–950°C и неизбежно сопровождалось понижением кремнекислотности анатектических выплавов до 67–69 мас. % SiO₂ (за исключением результатов [42], где в качестве субстрата использовались породы с кремнекислотностью 72 мас. % SiO₂ и более). В рассматриваемом же случае содержания кремнезема в расплавах остаются на близзвтектическом уровне; как следствие, необходимо считать, что разложение слюд (в первую очередь биотита) обусловлено не просто подъемом температуры, а особенностями флюидного режима, уменьшающими их поле устойчивости. При этом одновременное (с обогащением фтором и LILE) повышение содержаний высокозарядных и редкоземельных элементов, главными концентраторами которых являются акцессорные минералы (монацит, в меньшей степени циркон и апатит), заставляет предполагать, что эти фазы также становятся неустойчивыми и начинают плавиться в больших количествах, нежели при обычных процессах корового анатексиса.

Вариации особенностей минералогии вещественного состава гранитоидов Синюшенского массива позволяют предполагать, что наибольшее воздействие флюида на процессы анатексиса имело место при формировании первичных расплавов, сформировавших среднезернистые граниты центральной части массива. Эти породы имеют более высокие концентрации фтора, обогащены HFSE и легкими РЗЭ и в значительно меньшей мере крупноионными литофильными элементами (Rb, Cs, Ba). Одновременно, в сравнении с крупнозернистыми разностями, граниты главной фазы имеют

более высокие содержания титана, более низкую общую и калиевую щелочность, повышенные концентрации “переходных” элементов (Sc, Co). Плагиоклазы в среднезернистых гранитах характеризуются среди пород массива максимальной основностью, в калиевых полевых шпатах наблюдается наиболее высокое содержание альбитового минала, максимальные примеси CaO, FeO и BaO. Это свидетельствует о кристаллизации полевых шпатов из более высокотемпературных (в сравнении с другими разновидностями пород) расплавов. К аналогичному выводу приводит анализ составов биотитов: максимальные содержания титана и пониженная железистость указывают на более высокие температуры расплавов, из которых кристаллизовались биотиты, а пониженная глиноземистость – на более высокий потенциал щелочей (в первую очередь калия, рис. 10).

Вопрос о том, какие именно факторы определяют подобную специфику анатектических процессов, остается открытым. Исследования устойчивости акцессорных минералов в присутствии флюида (см., например, работу [32] и библиографию в ней) показали, что растворимость циркона и монацита (также, как и апатита) повышается с понижением pH среды. Следовательно, повышение общей щелочности системы или активности калия не могло быть причиной избирательного плавления акцессорных фаз. Между тем повышенная, в сравнении с позднедевонскими S-гранитами, магнетиальность как самих пород Синюшенского массива, так и присутствующих в них биотитов указывает на относительно более окисленную обстановку формирования первичных магм (в максимальной степени это относится к среднезернистым гранитам центральной части массива). Возможно, именно повышение окислительно-восстановительного потенциала системы обусловило специфику анатектических процессов и в конечном счете определило обогащение гранитоидных выплавов фтором и “литофильными” элементами. В любом случае, этот вопрос требует дальнейшего исследования; здесь же важно подчеркнуть, что образование достаточно больших объемов гранитоидных магм, имеющих вышекларковые содержания крупноионных литофильных элементов и сопровождающихся разномасштабными проявлениями рудной минерализации, возможно не только за счет плавления специфических субстратов, обогащенных LILE и рудными элементами (такой механизм формирования доказан для редкометалльных гранитов массива Пиа-Оак в Северном Вьетнаме [9]), а и в результате дифференциации больших объемов “стандартной” гранитоидной магмы [16]. Во внутриплитных крупных изверженных провинциях складчатых поясов формирование значительных объемов гранитоидных магм повышенной редкометалльности может быть следствием корово-анатектических про-

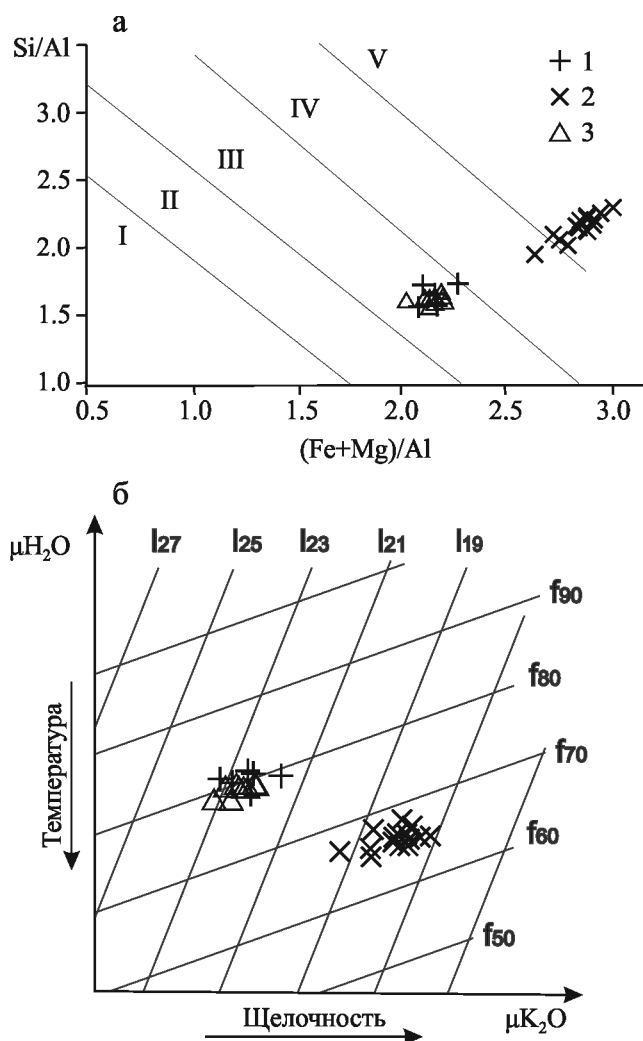


Рис. 10. Составы биотитов из гранитоидов Синюшенского массива на диаграммах [23] (а) и [15] (б).

а – поля составов слюд из гранитов различной щелочности: I, II – низкощелочные с высокоглиноземистыми минералами, III – нормальной щелочности, IV – повышенной щелочности, V – щелочные граниты, чарнокиты, сyenиты; б – f – железистость $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$; l – глиноземистость $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{SiO}_2 + \text{MgO} + \text{FeO})$. 1 – крупнозернистые граниты, 2 – среднезернистые граниты, 3 – аплиты.

Fig. 10. Biotite compositions from Sinyushensky Massif at diagrams [23] (a) and [15] (б).

а – fields of micas composition from different alkalinity granites: I, II – low-alkaline granites with high-alumina minerals, III – normal alkalinity, IV – elevated alkalinity, V – alkaline granites, charnockites, syenites; б – f – ferruginosity $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$, l – alumina content $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{SiO}_2 + \text{MgO} + \text{FeO})$. 1 – coarse-grained granites, 2 – medium-grained granites, 3 – aplites.

го и петрохимического состава они соответствуют гранитоидам S-типа, по редкоземельным характеристикам приближаются к породам главной фазы редкометалльно-плюмазитовых гранитоидов (по [27]), а по изотопному составу Nd соответствуют метаосадочным породам верхней коры Северо-западного Алтая.

3. Формирование гранитоидов Синюшенского массива, вероятнее всего, было связано с воздействием на коровые анатектические очаги глубинных флюидов, вызвавших селективное плавление слюд и акцессорных минералов (монацита, в меньшей степени циркона), обеспечивших обогащение гранитоидных магм крупноионными литофильными элементами и РЗЭ цериевой группы.

цессов, протекающих на фоне ограниченного притока флюидов, не привносящих в анатектические выплавки значительных количеств тех или иных редких элементов, но обеспечивающих более эффективное плавление и изменяющих состав реститовых парагенезисов. Подобный механизм предлагался ранее для объяснения образования умереннощелочных гранитоидов (флюидный синтаксис по [10] или аллохимический анатексис по [22]); очевидно, он может обеспечивать также образование субредкометалльных магм.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. Гранитоиды Синюшенского массива имеют раннетриасовый возраст и входят в состав позднепалеозойской–раннемезозойской крупной изверженной провинции, обусловленной активностью Сибирского суперплюма.

2. По особенностям минерального и химического состава граниты Синюшенского массива резко отличаются от типичных внутриплитных гранитоидов А-типа: по особенностям минерально-

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Амшинский Н.Н., Мариич И.В. (1983) Петрохимическая характеристика, геохимия и радиология гранитоидов Горного Алтая: Справочник. Новосибирск: СНИИГТИМС, 89 с.
2. Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Чанг Э.З. (1994) Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана. *Геология и геофизика*. 35(7–8), 8–28.
3. Буслов М.М., Джен Х., Травин А.В., Отгонбаатар Д., Куликова А.В., Чен М., Семаков Н.Н., Рубанова Е.С., Абилдаева М.А., Войтишек Е.Э., Трофимова Д.А. (2013) Тектоника и геодинамика Горного Алтая и сопредельных структур Алтае-Саянской складчатой области. *Геология и геофизика*. 54(10), 1600–1627.
4. Буслов М.М., Сафонова И.Ю., Федосеев Г.С., Рейков М., Дэвис К., Бабин Г.А. (2010) Пермотриасовый плюмовый магматизм Кузнецкого бассейна (Центральная Азия): геология, геохронология и геохимия. *Геология и геофизика*. 51(9), 1310–1328.
5. Виноградов А.П. (1962) Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных

- горных пород. *Геохимия*. (7), 555-571.
6. Владимиров А.Г., Козлов М.С., Шокальский С.П., Халилов В.А., Руднев С.Н., Крук Н.Н., Выставной С.А., Борисов С.М., Березиков Ю.К., Мецнер А.Н., Бабин Г.А., Мамлин А.Н., Мурзин О.М., Назаров Г.В., Макаров В.А. (2001) Основные возрастные рубежи интрузивного магматизма Кузнецкого Алатау, Алтая и Калбы (по данным $U-Pb$ изотопного датирования). *Геология и геофизика*. **42**(8), 1157-1178.
 7. Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В. (2003) Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов. *Геология и геофизика*. **44**(12), 1321-1338.
 8. Владимиров А.Г., Пономарева А.П., Шокальский С.П., Халилов В.А., Костицын Ю.А., Пономарчук В.А., Руднев С.Н., Выставной С.А., Крук Н.Н., Титов А.В. (1997) Позднепалеозойский-раннемезозойский гранитоидный магматизм Алтая. *Геология и геофизика*. **38**(4), 715-729.
 9. Владимиров А.Г., Фан Лыу Ань, Крук Н.Н., Смирнов С.З., Анникова И.Ю., Павлова Г.Г., Куйбида М.Л., Мороз Е.Н., Соколова Е.Н., Астрелина Е.И. (2012) Петрология оловоносных гранит-лейкогранитов массива Пиа Оак, Северный Вьетнам. *Петрология*. **20**(6), 599-621.
 10. Добрецов Н.Л. (1981) Глобальные петрологические процессы. М.: Недра, 236 с.
 11. Добрецов Н.Л. (1997) Пермо-триасовые магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение суперплюма. *Докл. АН*. **354**(2), 220-223.
 12. Добрецов Н.Л. (2003) Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе (Палеоазиатский океан). *Геология и геофизика*. **44**(1-2), 5-27.
 13. Добрецов Н.Л. (2003) Мантийные плюмы и их роль в формировании анорогенных гранитоидов. *Геология и геофизика*. **44**(12), 1243-1261.
 14. Добрецов Н.Л., Владимиров А.Г., Крук Н.Н. (2005) Пермско-триасовый магматизм Алтае-Саянской складчатой области как отражение Сибирского суперплюма. *Докл. АН*. **400**(4), 505-509.
 15. Иванов В.С. (1970) О влиянии температуры и химической активности калия на состав биотита в гранитоидах. *Изв. АН СССР. Сер. геол.* (7), 20-30.
 16. Коваленко В.И., Костицын Ю.А., Ярмолюк В.В., Будников С.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Антипин В.С. (1999) Источники магм и изотопная (Sr, Nd) эволюция редкометалльных Li-F гранитоидов. *Петрология*. **7**(4), 401-429.
 17. Козлов В.Д. (2011) Особенности редкоэлементного состава и генезиса гранитоидов шахтаминского и кукульбейского редкометалльного комплексов Агинской зоны Забайкалья. *Геология и геофизика*. **52**(5), 676-689.
 18. Крук Н.Н., Владимиров А.Г., Бабин Г.А., Шокальский С.П., Сенников Н.В., Руднев С.Н., Волкова Н.И., Ковач В.П., Серов П.А. (2010) Континентальная кора Горного Алтая: природа и состав протолитов. *Геология и геофизика*. **51**(5), 431-446.
 19. Крук Н.Н., Плотников А.В., Владимиров А.Г., Кутолин В.А. (1999) Геохимия и геодинамические условия формирования траппов Кузбасса. *Докл. АН*. **369**(6), 812-815.
 20. Крук Н.Н., Титов А.В., Пономарева А.П., Шокальский С.П., Владимиров А.Г., Руднев С.Н. (1998) Внутреннее строение и петрология Айской сиенит-граносиенит-гранитной серии (Горный Алтай). *Геология и геофизика*. **39**(8), 1072-1084.
 21. Крупчатников В.И., Врублевский В.В., Крук Н.Н. (2015) Раннемезозойские лампроиты и монцонитоиды юго-востока Горного Алтая: геохимические и изотопные характеристики, источники расплавов. *Геология и геофизика*. **56**(6), 1057-1079.
 22. Литвиновский Б.А. (1985) Магмообразование в условиях ограниченного поступления глубинных флюидов. *Гранитоиды – индикаторы глубинного строения земной коры*. (Под ред. Э.П. Изоха). Новосибирск: Наука, 25-41.
 23. Маракушев А.А., Тарарин И.А. (1965) О минералогических критериях щелочности гранитоидов. *Изв. АН СССР. Сер. геол.* (3), 20-37.
 24. Наставко А.В., Бородин Е.В., Изох А.Э. (2012) Петролого-минералогические особенности вулканитов центральной части Кузбасса (Южная Сибирь). *Геология и геофизика*. **53**(4), 435-449.
 25. Николаева И.В., Палесский С.В., Козьменко О.А., Аношин Г.Н. (2008) Определение редкоземельных и высокотоксичных элементов в стандартных геологических образцах методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИПС-МС). *Геохимия*. (10), 1085-1091.
 26. Ротараш И.Л., Самыгин С.Г., Гредюшко Е.А. (1982) Девонская активная континентальная окраина на Юго-Западном Алтае. *Геотектоника*. (1), 44-59.
 27. Таусон Л.В. (1977) Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 289 с.
 28. Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. (2009) Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье). *Геохимия*. (11), 1181-1199.
 29. Шокальский С.П. (1990) Петрохимическая типизация гранитоидов Северо-Западного Алтая. Автореф. дис.... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 20 с.
 30. Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Борисов С.М., Гусев Н.И., Токарев В.Н., Зыбин В.А., Дубский В.С., Мурзин О.В., Кривчиков В.А., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Федосеев и др. (2000) Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: СО РАН, филиал "ГЕО", 188 с.
 31. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. (2000) Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика. *Геотектоника*. (5), 3-29.
 32. Ayers J.C., Watson E.B. (1991) Solubility of apatite, monazite, zircon, and rutile in supercritical aqueous fluids with implications for subduction zone geochemistry. *Phil. Trans. Roy. Soc. London A*. **335**(1638), 365-375.
 33. Boynton W.V. (1984) Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. *Rare earth element geochemistry*. Elsevier, 63-114.
 34. Cao J., Xu Y.G., Xing C.M., Huang X.L., Li H.Y. (2013) Origin of the Early Permian granitic plutons from the Piquang region in the northern Tarim Block: Implications for the origin of A-type granites of the

- Tarim large igneous province. *Acta Petrologica Sinica*. **29**(10), 3336-3352.
35. Eby G.N. (1992) Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology*. **20**, 641-644.
 36. Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. (2001) A geochemical classification for granitic rocks. *J. Petrol.* **42**, 2033-2048.
 37. Goldstein S.J., Jacobsen S.B. (1988) Nd and Sr isotopic systematic of rivers water suspended material: implications for crustal evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.* **87**, 249-265.
 38. Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. (1984) Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites. *Earth Planet. Sci. Lett.* **67**, 137-150.
 39. Keto L.S., Jacobsen S.B. (1987) Nd and Sr isotopic variations of Early Paleozoic oceans. *Earth Planet. Sci. Lett.* **84**, 27-41.
 40. Koester E., Pawley A.R., Fernandes L.A.D., Porcher C.C., Soliani E. (2002) Experimental melting of cordierite gneiss and the petrogenesis of syntranscurrent perfluminous granites in Southern Brasil. *J. Petrol.* **43**(8), 1595-1616.
 41. Kruk N.N., Rudnev S.N., Vladimirov A.G., Shokalskiy S.P., Kovach V.P., Serov P.A., Volkova N.I. (2011) Early-Middle Paleozoic granitoids in Gorny Altai, Russia: Implications for continental crust history and magma sources. *J. Asian Earth Sci.* **42**(5), 928-948.
 42. Patino Douce A.E., Harris N. (1998) Experimental constraints on Himalayan anatexis. *J. Petrol.* **39**(4), 689-710.
 43. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.* **25**, 956-983.
 44. Rickwood P.C. (1989) Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos.* **22**, 247-263.
 45. Singh J., Johannes W. (1996) Dehydration melting of tonalites. Part II. Composition of melts and solids. *Contrib. Mineral. Petrol.* **125**, 25-44.
 46. Taylor S.R., McLennan S.M. (1985) The continental crust: Its evolution and composition. L.: Blackwell, 312 p.
 47. Whalen J. B., Currie K.L., Chappel B. (1987) A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.* **95**, 407-419.
 48. Zhang C.L., Zou H.B. (2013) Permian A-type granites in Tarim and western part of Central Asian Orogenic Belt (CAOB): Genetically related to a common Permian mantle plume? *Lithos.* **172**, 47-60.

Mineralogy, geochemistry and conditions of formation Permian-Triassic intraplate granitoids of Sinyushenskiy Massif (Gorny Altai)

N. N. Kruk^{*,**}, O. A. Gavrushkina^{*,**}, C. G. Shokalskiy^{***}, A. V. Travin^{*,**}

^{*}V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy Siberian Branch of RAS

^{**}Novosibirsk State University

^{***}All-Russian Geological Institute VSEGEI

The data on geological settings, ages, special features of mineralogy and composition of Sinyushenskiy Massif granitoids in the north-west part of the Gorny Altai region. The age of the Sinyushenskiy Massif rocks is 248 ± 0.7 Ma (Ar-Ar dating by biotite). This massif belongs to Permo-Triassic Siberian large igneous province. Sinyushenskiy Massif granit-leucogranites are drastically different from typical intra-plate A-type granitoids. They correspond to S-type granitoids by mineralogy and petrochemical characteristics, and are characterised by the increased fluorine and LILE concentrations. Nd isotopic composition corresponds to that of the metasedimentary rocks of the north-west Altai's upper crust. The formation of Sinyushenskiy Massif granitoids melts was the consequence of continental crust rocks melting. The enrichment by LILE and Ce-group REE associates with the influence of deep fluids caused selective melting of mica and accessory minerals.

Keywords: *intraplate granitoids, geochemistry, geochronology, petrogenesis, Gorny Altai.*

REFERENCES

1. Amshinsky N.N., Mariich I.V. (1983) *Petrokhimicheskaja kharakteristika, geokhimija i radiologija granitoidov Gornogo Altaja: Spravochnik* [Petrochemical characteristic, geochemistry and radiology of Gorny Altai granitoids: Handbook]. Novosibirsk: SNIIGGIMS Publ., 89 p. (In Russian).
2. Berzin N.A., Kolman R.G., Dobretsov N.L., Zonen-shain L.P., Chang E.Z. (1994) [Geodynamic map of the western part of the Paleo-Asian Ocean]. *Geologija i geofizika*. **35**(7-8), 8-28. (In Russian).
3. Buslov M.M., Geng H., Travin A.V., Otgonbaatar D., Kulikova A.V., Chen M., Semakov N.N., Rubanova E.S., Abildaeva M.A., Voitisek E.E., Trofimova D.A. (2013) [Tectonics and geodynamics of Gorny Altai and adjacent structures of the Altai-Sayan folded area]. *Geologija i geofizika*. **54**(10), 1600-1627. (In Russian).
4. Buslov M.M., Safonova I.Yu., Fedoseev G.S., Rei-

- kov M.K., Davies K., Babin G.A. (2010) [Permo-Triassic plume magmatism of the Kuznetsk Basin, Central Asia: geology, geochronology, and geochemistry]. *Geol. i geofiz.* **51**(9), 1021-1036. (In Russian).
5. Vinogradov A.P. (1962) [The average content of chemical elements in the main types of igneous rocks]. *Geokhimiya* (7), 555-571. (In Russian).
6. Vladimirov A.G., Kozlov M.S., Shokalsky S.P., Khalilov V.A., Rudnev S.N., Kruk N.N., Vystavnoi S.A., Borisov S.M., Berezikov Yu.K., Metsner A.N., Babin G.A., Mamlin A.N., Murzin O.M., Nazarov G.V., Makarov V.A. (2001) [Major epochs of intrusive magmatism of Kuznetsk Alatau, Altai, and Kalba (from U-Pb isotope dates)]. *Geol. i geofiz.* **42**(8), 1157-1178. (In Russian).
7. Vladimirov A.G., Kruk N.N., Rudnev S.N., Khromykh S.V. (2003) [Geodynamics and granitoid magmatism of collisional orogens]. *Geol. i geofiz.* **44**(12), 1275-1292. (In Russian).
8. Vladimirov A.G., Ponomareva A.P., Shokalsky S.P., Khalilov V.A., Kostitsyn Y.A., Ponomarchuk V.A., Rudnev S.N., Vystavnoi S.A., Kruk N.N., Titov A.V. (1997) [Late Paleozoic-Early Mesozoic granitoid magmatism in Altai]. *Geol. i geofiz.* **38**(4), 715-729. (In Russian).
9. Vladimirov A.G., Phan Luu Anh, Kruk N.N., Smirnov C.Z., Annikova I.Yu., Pavlova G.G., Kuibida M.L., Moroz E.N., Sokolova E.N., Astrelina E.I. (2012) [Petrology of the tin-bearing granite-leucogranites of the Pia Oak Massif, Northern Vietnam]. *Petrology.* **20**(6), 545-566.
10. Dobretsov N.L. (1981) *Global'nye petrologicheskie protsessy* [Global petrologic processes]. Moscow: Nedra Publ., 236 p. (In Russian).
11. Dobretsov N.L. (1997) [Permian-Triassic Magmatism and Sedimentation in Eurasia as a Result of a Superplume]. *Dokl. Akad. Nauk.* **354**(2), 220-223. (In Russian).
12. Dobretsov N.L. (2003) [Evolution of structures of the Urals, Kazakhstan, Tien Shan, and Altai-Sayan region within the Ural-Mongolian fold belt (Paleoasian Ocean)]. *Geol. i geofiz.* **44**(1-2), 3-26. (In Russian).
13. Dobretsov N.L. (2003) [Mantle plumes and their role in the formation of anorogenic granitoids]. *Russ. Geol. Geophys.* **44**(12), 1199-1218.
14. Dobretsov N.L., Vladimirov A.G., Kruk N.N. (2005) [Permian-Triassic magmatism in the Altai-Sayan fold belt as a reflection of the Siberian superplume]. *Dokl. Earth Sci.* **400**(4), 505-509.
15. Ivanov V.S. (1970) [About the influence of temperature and chemical activity of potassium on the composition of granitoid biotites]. *Izv. Akad. Nauk. Ser. Geol.* (7), 20-30. (In Russian).
16. Kovalenko V.I., Kostitsyn Yu.A., Yarmolyuk V.V., Budnikov S.V., Kovach V.P., Kotov A.B., Sal'nikova E.B., Antipin V.S. (1999) [Magma Sources and the Isotopic (Sr and Nd) Evolution of Li-F Rare-Metal Granites]. *Petrology.* **7**(4), 383-411.
17. Kozlov V.D. (2011) [Trace-element composition and origin of granitoids from the Shakhtama and Kukul'bei rare-metal complexes (Aga zone, Transbaikalia)]. *Russ. Geol. Geophys.* **52**(5), 526-536.
18. Kruk N.N., Vladimirov A.G., Babin G.A., Shokalsky S.P., Sennikov N.V., Rudnev S.N., Volkova N.I., Kovach V.P., Serov P.A. (2010) [Continental crust in Gorny Altai: nature and composition of protoliths]. *Geol. i geofiz.* **51**(5), 431-446. (In Russian).
19. Kruk N.N., Plotnikov A.V., Vladimirov A.G., Kutoilin V.A. (1999) [Geochemistry and geodynamic conditions of the trap rock formation in the Kuznetsk Basin]. *Dokl. Akad. Nauk.* **369**(6), 812-815. (In Russian).
20. Kruk N.N., Titov A.V., Ponomareva A.P., Shokalsky S.P., Vladimirov A.G., Rudnev S.N. (1998) [Internal structure and petrology of Ai granosyenite syenite-granite series (Gorny Altai)]. *Geol. i geofiz.* **39**(8), 1072-1084. (In Russian).
21. Krupchatnikov V.I., Vrublevskii V.V., Kruk N.N. (2015) [Early mesozoic lamproites and monzonitoids of southeastern Gorny Altai: geochemistry, Sr-Nd isotope composition, and sources of melts]. *Geol. i geofiz.* **56**(6), 1057-1079. (In Russian).
22. Litvinovsky B.A. (1985) [Magma formation in the limited income of deep fluids]. *Granitoids – indicators of the deep structure of the Earth's crust.* (Ed. E.P. Izokh). Novosibirsk: Nauka Publ., 25-41. (In Russian).
23. Marakushev A.A., Tararin I.A. (1965) [About mineralogical criteria of granitoids alkalinity]. *Izv. Akad. Nauk SSSR. Ser. Geol.* (3), 20-37. (In Russian).
24. Nastavko A.V., Borodina E.V., Izokh A.E. (2012) [Petrological and mineralogical features of volcanic rocks from the central Kuznetsk basin (Southern Siberia)]. *Russ. Geol. Geophys.* **53**(4), 334-346.
25. Nikolaeva I.V., Paleskii S.V., Koz'menko O.A., Anoshin G.N. (2008) [Analysis of geologic reference materials for REE and HFSE by inductively coupled plasma-mass spectrometry (ICP-MS)]. *Geochem. Int.* (10), 1016.
26. Rotarash I.L., Samygin S.G., Gredyushko E.A. (1982) [Devonian active continental margin of the South-Western Altai]. *Geotectonika.* (1), 44-59. (In Russian).
27. Tauson L.V. (1977) *Geohimicheskie tipy i potentsial'naja rudonosnost' granitoidov* [Geochemical types and the potential ore-bearing granitoids]. Moscow: Nauka Publ., 289 p. (In Russian).
28. Travin A.V., Yudin D.S., Vladimirov A.G., Khromykh S.V., Volkova N.I., Mekhonoshin A.S., Kolotilina T.B. (2009) [Thermochronology of the Chernorud granulite zone, Ol'khon Region, Western Baikal Area]. *Geochem. Int.* (11), 1107.
29. Shokalsky S.P. (1990) *Petrokhimicheskaja tipizatsiya granitoidov Severo-Zapadnogo Altaja* [Petrochemical typing granitoids of Northwestern Altai]. Abstract of diss. ... kand. geol.-min. nauk. Novosibirsk: IGG SB AS USSR, 20 p. (In Russian).
30. Shokalsky S.P., Babin G.A., Vladimirov A.G., Borisov S.M., Gusev N.I., Tokarev V.N., Zybin V.A., Dubsky V.S., Murzin O.V., Krivchikov V.A., Kruk N.N., Rudnev S.N., Fedoseev G.S. et al. (2000) *Korreljatsiya magmaticheskikh i metamorficheskikh kompleksov zapadnoj chasti Altae-Sajanskoy sbladchatoj oblasti.* [Correlation of magmatic and metamorphic complexes of the western part of the Altai-Sayan folded area]. Novosibirsk: SB RAS, Branch "GEO" Publ., 188 p. (In Russian).
31. Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., Kuz'min M.I. (2000) [North Asian Superplume Activity in the Phanerozoic:

- Magmatism and Geodynamics]. *Geotectonics*. (5), 343.
32. Ayers J.C., Watson E.B. (1991) Solubility of apatite, monazite, zircon, and rutile in supercritical aqueous fluids with implications for subduction zone geochemistry. *Phil. Trans. Roy. Soc. London A*. **335**(1638), 365-375.
 33. Boynton W.V. (1984) Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. *Rare earth element geochemistry*. Elsevier, 63-114.
 34. Cao J., Xu Y.G., Xing C.M., Huang X.L., Li H.Y. (2013) Origin of the Early Permian granitic plutons from the Piqiang region in the northern Tarim Block: Implications for the origin of A-type granites of the Tarim large igneous province. *Acta Petrologica Sinica*. **29**(10), 3336-3352.
 35. Eby G.N. (1992) Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology*. **20**, 641-644.
 36. Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. (2001) [A geochemical classification for granitic rocks]. *J. Petrol.* **42**, 2033-2048.
 37. Goldstein S.J., Jacobsen S.B. (1988) Nd and Sr isotopic systematic of rivers water suspended material: implications for crustal evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.* **87**, 249-265.
 38. Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. (1984) Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites. *Earth Planet. Sci. Lett.* **67**, 137-150.
 39. Keto L.S., Jacobsen S.B. (1987) Nd and Sr isotopic variations of Early Paleozoic oceans. *Earth Planet. Sci. Lett.* **84**, 27-41.
 40. Koester E., Pawley A.R., Fernandes L.A.D., Porcher C.C., Soliani E. (2002) Experimental melting of cordierite gneiss and the petrogenesis of syntranscurrent perfluminous granites in Southern Brasil. *J. Petrol.* **43**(8), 1595-1616.
 41. Kruk N.N., Rudnev S.N., Vladimirov A.G., Shokalsky S.P., Kovach V.P., Serov P.A., Volkova N.I. (2011) Early-Middle Paleozoic granitoids in Gorny Altai, Russia: Implications for continental crust history and magma sources. *J. Asian Earth Sci.* **42**(5), 928-948.
 42. Patino Douce A.E., Harris N. (1998) Experimental constraints on Himalayan anatexis. *J. Petrol.* **39**(4), 689-710.
 43. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.* **25**, 956-983.
 44. Rickwood P.C. (1989) Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos*. **22**, 247-263.
 45. Singh J., Johannes W. (1996) Dehydration melting of tonalites. Pt II. Composition of melts and solids. *Contrib. Mineral. Petrol.* **125**, 25-44.
 46. Taylor S.R., McLennan S.M. (1985) The continental crust: Its evolution and composition. L.: Blackwell, 312 p.
 47. Whalen J. B., Currie K.L., Chappel B. (1987) A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.* **95**, 407-419.
 48. Zhang C.L., Zou H.B. (2013) Permian A-type granites in Tarim and western part of Central Asian Orogenic Belt (CAOB): Genetically related to a common Permian mantle plume? *Lithos*. **172**, 47-60.