

НАУКИ О ЗЕМЛЕ / EARTH SCIENCES

Геология и полезные ископаемые / Geology and mineral resources

УДК 552.321.1 (571.56)

EDN: BDMIVK

<https://doi.org/10.31242/2618-9712-2026-31-1-8-28>



Оригинальная статья

Салтага-Тасский раннемеловой гранитный массив на северо-западе Верхояно-Колымского орогена: морфология, состав и условия становления

В. А. Трунилина

*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск, Российская Федерация
trunilina40@mail.ru*

Аннотация

На примере Салтага-Тасского раннемелового (140–144 млн лет) гранитного массива показана возможность решения одной из наиболее дискутируемых проблем магматической геологии – определения путей и механизма транспортировки расплавов и завоевания ими пространства в верхних горизонтах земной коры. Рассматриваются строение и состав Салтага-Тасского гранитного массива, локализованного в пределах Сычанского прогиба Уяндино-Ясачненского островодужного магматического пояса. Массив имеет сложную форму с сочетанием хонолита, обнаженного до придонной части, на 800–1000 м, примыкающего к нему пластового тела, обнаженного на полную мощность (300–400 м) вместе с подводящими каналами и расщепляющегося в своей северо-восточной оконечности на серию протяженных (3–5 км) апофиз. Материнский расплав генерировался при парциальном плавлении нижнекорового субстрата, представлявшего смесь корового и мантийного вещества, под воздействием ювенильного тепла и обогащенных HCl флюидов. Внедрение расплава происходило по серии крутопадающих разломов с дальнейшим распространением вдоль ослабленной границы несогласия между двумя свитами вулканогенно-терригенных пород и подъемом вышележащей толщи. В составе массива преобладают фракционированные лейкограниты. Высокие температуры расплава (до 986 °С), амфибол-биотитовый состав, принадлежность к магнетит-ильменитовой серии, нижнекоровый генезис сближают их с гранитами I-типа, тогда как состав биотитов, соотношения петрогенных оксидов и ряд геохимических коэффициентов отвечают таковым гранитов S-типа. Установлен рост кремнекислотности и суммарной щелочности гранитов от придонных к апикальным горизонтам массива. Тренд эволюции на гаплогранитной диаграмме направлен к вершине кварца. По геологическому положению массива, интрузирующего и островодужные, и коллизионные магматические образования района, и по большинству геохимических критериев геодинамическая обстановка формирования гранитов определена как постколлизонная. Приуроченность к массиву многочисленных даек щелочно-основного состава обусловлена проявлением здесь в постколлизонное время бимодального магматизма с одновременным плавлением коровых и мантийных субстратов.

Ключевые слова: Салтага-Тасский массив, морфология, граниты, типоморфизм минералов, геохимия, магмогенерация, бимодальный магматизм

Финансирование. Работа выполнена в рамках госзадания ИГАБМ СО РАН (проект № 124052900042-7, FUGG-2024-0005).

Благодарности. Автор выражает благодарность кандидату геолого-минералогических наук А.В. Прокопьеву за ценные советы при обсуждении работы и помощь в подготовке окончательного варианта рукописи.

Для цитирования: Трунилина В.А. Салтага-Тасский раннемеловой гранитный массив на северо-западе Верхояно-Колымского орогена: морфология, состав и условия становления. *Природные ресурсы Арктики и Субарктики*. 2026;31(1):8–28. <https://doi.org/10.31242/2618-9712-2026-31-1-8-28> EDN: BDMIVK

The Saltaga-Tas Early Cretaceous granite massif in the northwest Verkhoyansk-Kolyma orogen: morphology, composition and formation conditions

Vera A. Trunilina

*Diamond and Precious Metal Geology Institute, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences,
Yakutsk, Russian Federation
trunilina40@mail.ru*

Abstract

This study of the Early Cretaceous Saltaga-Tas granite massif (140–144 Ma) offers insights into the long-debated problem of how magmas are transported and emplaced in the upper crust. The article discusses the structure and composition of granites of the Saltaga-Tas Early Cretaceous massif, localized in the tension fault zone of the Syachan trough of the Uyandina-Yasachnaya island arc magmatic belt. The massif has a complex shape with a combination of chonolith, exposed to the bottom, at 800–1000 m, adjacent sheet body, exposed to full thickness (300–400 m) together with conduits and splitting at its northeastern end into a series of extended (3–5 km) apophyses. The parental melt was generated by partial melting of the lower crustal substrate, representing a mixture of crustal and mantle matter, under the influence of juvenile heat and HCl-enriched fluids. The melt was introduced along a series of steeply dipping faults with further spread along weakened boundary of unconformity between two series of the volcanogenic-terrigenous rocks and uplift of the overlying stratum. The massif is dominated by fractionated leucogranites. High melt temperatures (up to 986 °C), amphibole-biotite composition, belonging to the magnetite-ilmenite series, lower crustal genesis makes them similar to I-type granites, whereas the composition of biotites, the ratio of petrogenic oxides and a number of geochemical coefficients correspond to those of S-type granites. Moreover, an increase in silica acidity and total alkalinity of granites from the bottom to the apical horizons of the massif has been established. Correspondingly, on a haplogranite diagram, the evolutionary trend points toward the quartz apex. According to the geological position of the massif, intruding both island-arc and collisional igneous formations of the region, and to most geochemical criteria, the geodynamic setting of granite formation is defined as post-collisional (late orogenic). Finally, confinedness of numerous alkaline-basic dikes to the massif is due to the occurrence of bimodal magmatism here in post-collisional times with simultaneous melting of crustal and mantle substrates.

Keywords: Saltaga-Tas massif, morphology, granites, mineral typomorphism, geochemistry, magmogenesis, bimodal magmatism

Funding. This work was supported by the state assignment to the DPMGI SB RAS (No. 124052900042-7, FUGG-2024-0005).

Acknowledgements. The author is grateful to Cand. Sci. (Geol. and Mineral.) Andrey V. Prokopyev for valuable discussions and for his assistance in finalizing the manuscript.

For citation: Trunilin V.A. The Saltaga-Tas Early Cretaceous granite massif in the northwest Verkhoyansk-Kolyma orogen: morphology, composition and formation conditions. *Arctic and Subarctic Natural Resources*. 2026;31(1):8–28. (In Russ.); <https://doi.org/10.31242/2618-9712-2026-31-1-8-28> EDN: BDMIVK

Введение

Граниты – самые распространенные породы земной коры, поэтому понятно обилие посвященных им публикаций. Тем не менее, генезис расплавов, пути их подъема в верхние горизонты коры, завоевание ими пространства, геодинамические обстановки формирования интрузивов остаются в значительной степени дискуссионными.

Для характеристики гранитов чаще всего используется классификация Б. Чаппела и А. Уайта, модернизированная и дополненная последующими исследованиями с делением на I- (igneous),

S- (sedimentary), A- (anorogenic) и M- (mantle) типы [1]. Наиболее распространены граниты S- и I-типов. Первые большинством исследователей рассматриваются как коровые образования, и в зависимости от состава источника среди них выделяются три основных типа: мусковит-содержащие пералюминиевые (MPG), кордиеритоносные (CPG) и субщелочные с высоким содержанием калия (KCG) [2]. Граниты I-типа разделяются на высоко- и низкотемпературные, причем для первых допускается связь с мантийными источниками ([3] и ссылки в ней). По-

сколькo составы фракционированных гранитов S- и I-типов во многом перекрываются, для их различия используются значения отношений наиболее типоморфных микроэлементов [4–6].

Представление о подъеме гранитной магмы в высокие горизонты коры в виде горячих диапиров в силу ее меньшей плотности по отношению к окружающим породам было подвергнуто значительной критике. Однако проведенное А. Коппелем физико-химическое моделирование показало реальность этого процесса. Установлено, что внедрение диапиров и их подъем возможны даже после полного затвердевания расплава до тех пор, пока вмещающие породы не теряют способность к пластическим деформациям [7]. Преобладает мнение о транспортировке магмы по глубоко проникающим тектоническим нарушениям в зонах растяжения и по наклонным и плоским поверхностям сегментированных надвигов в зонах сжатия [8–10]. При этом остается вопрос о наличии одного или нескольких подводящих каналов, от временных соотношений между которыми зависит морфология интрузивного тела [8, 11].

По-прежнему много вопросов вызывает способ завоевания пространства при становлении интрузивных тел. По [8, 9], при переходе от восходящего потока (внедрение) на горизонтальный (размещение), форма и размеры занимаемого магмой пространства зависят от структур вмещающих пород и разницы в плотности между ними и расплавом. Расширение пространства происходит за счет сочетания бокового смещения «слабого» слоя (по горизонтали) и гидравлического подъема кровли и/или опускания дна растущего магматического резервуара. При этом предполагается, что при наличии нескольких подводящих каналов более крупные плутоны вырастают из нескольких более мелких.

В данной статье означенные вопросы рассматриваются на примере Салтага-Тасского массива – единственного из известных автору в северных районах Верхояно-Колымской орогенной области гранитоидных массивов, вскрытого от апикальной до придонной части и подводящих каналов. Это дает возможность достоверно определить форму интрузива, оценить пути внедрения материнского расплава и характер его дифференциации. Краткие сведения о данном массиве приведены в работах [12–14]. В статье обобщены все ранее известные и полученные новые материалы по массиву.

Материалы и методы

Каменный материал получен в результате многолетних полевых исследований магматизма Верхояно-Колымского орогена. Петрографическое описание пород проведено на оптическом микроскопе Olympus с фотографированием шлифов наиболее представительных образцов. В лаборатории физико-химических методов анализа Института геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения РАН (ИГАБМ СО РАН), Якутск, по стандартным методикам выполнены полные силикатные анализы пород. Состав минералов определен электронно-микронзондовым анализом на микроанализаторе Camebax (Cameca, Франция) в ИГАБМ СО РАН. Определение содержаний микроэлементов выполнено на масс-спектрометре ELAN (DRC-e) в лаборатории ООО «ХАЦ «Плазма» (г. Томск).

Геологическое строение территории

Территория исследований расположена в северо-западной оконечности Колымо-Омолонского микроконтинента, представляющего собой коллаж террейнов различной природы, одним из которых является Омудевский (или Омудевско-Селенняхский) миогеоклинальный террейн (рис. 1). В поздней юре на его покровно-складчатом основании происходило заложение Уяндино-Ясачненской островной дуги [15].

Выходы Салтага-Тасского гранитного массива приурочены к раздвиговой зоне в пределах одноименного вулканогенного поля Уяндино-Ясачненского островодужного пояса – Сыачанскому прогибу [14] и вытянуты в северо-восточном направлении вдоль его оси (рис. 2, а). Прогиб выполнен оксфорд-верхневолжской вулканогенно-осадочной толщей, включающей две свиты. Нижняя свита (видимая мощность 150–170 м) сложена базальтами и преобладающими андезитами, переслаивающимися с кремнистыми породами, риолитами и риодацитами. Вулканические породы составляют не менее 50 % ее объема. Верхняя свита (видимая мощность до 300 м) в нижней части сложена аргиллитами, туфоалевролитами и туфопесчаниками, расслоенными дацитами и риолитами, составляющими не более 30 % объема. Выше в монотонном алевролит-аргиллитовом разрезе присутствуют лишь отдельные маломощные (до 2 м) покровы дацитов, риолитов и андезитов. Венчается разрез 20-метровым покровом дацитов. В коренных об-

нажениях по правобережью р. Оленгнех наблюдались тектонические контакты свит с интенсивным рассланцеванием и дроблением андезитов и андезибазальтов, сцементированных дацитовым и риодацитовым материалом.

Формирование толщи происходило в основном в субаквальной обстановке, а в верхах разреза в северо-восточной части прогиба (бассейн р. Тирехтях) установлены игнимбриты и примесь пепла в ассоциирующих терригенных породах, что говорит о переходе к субаэральной обстановке излияний [13]. Изотопный возраст вулканитов 161–138 млн лет по данным ^{39}Ar - ^{40}Ar метода [16] и 151–162 млн лет по данным Rb–Sr-метода [13]. При этом I_0 для риолитов нижней свиты составляет 0,70719–0,70728, для риолитов верхней свиты – 0,70807–0,71025.

Вулканогенно-осадочная толща смята в пологие складки с углами падения крыльев, редко превышающими 20° . В верхнюю свиту по системе крутопадающих подводящих каналов внедрены пластовые тела габбро мощностью 10–60 м. Штоки мелкозернистых диоритов и небольшие массивы тоналит-гранодиоритового состава (Еленняхский, Санга-Сиенгский) прорывают породы обеих свит, что может говорить об их более молодом возрасте. Салтага-Тасский гранитный массив содержит ксенолиты и ксеноблоки диоритов и тоналитов и сам прорывается многочисленными дайками основного и кислого состава.

По данным U–Pb-датирования по цирконам, изотопный возраст диоритов Еленняхского массива $146 \pm 0,9$ млн лет, гранитов Салтага-Тасского массива – $141,2 \pm 1,4$ млн лет [14]. Изотопный возраст, выполненный ^{39}Ar - ^{40}Ar -методом по биотиту, для гранитов Салтага-Тасского массива – $140 \pm 0,5$ и $144,8 \pm 0,7$ млн лет [16].

В осевой части Сычанского прогиба вулканогенно-осадочная толща разбита многочисленными тектоническими нарушениями на блоки, породы в которых повернуты относительно друг друга на различные углы и перемещены по вертикали на расстояния от нескольких метров до нескольких десятков метров. Вся эта зона расклинена крутопадающими до вертикальных трещинными гранитными телами мощностью до 200–300 м и прослеженной протяженностью до 3–5 км (см. рис. 2, б, III, IV). В эндоконтактах, а иногда и по всей массе эти тела насыщены разнообразными по форме и размерам ксенолитами вмещающих пород, а непосредственно в контактах

часто наблюдаются брекчии, где ороговикованные вмещающие породы интенсивно раздроблены и сцементированы слабо раскристаллизованным гранитным материалом.

Выход Салтага-Тасского массива площадью около 50 км^2 имеет весьма прихотливый рисунок (см. рис. 2, а). Он вытянут в северо-восточном направлении вдоль оси Сычанского прогиба на 22 км, сужаясь от 5,5 км на юге до 1,5 км на северо-востоке. Морфологию массива И.Я. Некрасов определил как хонолит, состоящий из нескольких камер пассивного выполнения, соединенных тонкими трещинными телами [12]. Обобщение имеющихся полевых наблюдений и результатов геолого-съёмочных работ позволяет уточнить эти и наши более ранние выводы [13, 14]. Южная половина массива представляет собой классический хонолит – интрузивное тело неправильной формы с прихотливыми контактами, форма которых обусловлена сочетанием разнонаправленных тектонических нарушений и разной проницаемостью разнообразных по составу вмещающих толщ. Падение контактовой поверхности на западе преимущественно в сторону вмещающих пород, на востоке – как в сторону вмещающих пород, так и под массив. Остатки кровли на водоразделах залегают субгоризонтально или со слабым наклоном на северо-восток. На юге в верховьях левых притоков р. Оленгнех наблюдается плавная задирка пластов вмещающих пород с приближением к контакту. На юго-востоке в верховьях р. Дьяргалах установлено резкое выполаживание контакта в его нижней части. Здесь граниты включают многочисленные ксенолиты вмещающих пород, что позволяет предполагать близость нижнего контакта хонолита (его «дно»). Мощность вскрытия гранитов в пределах хонолита 800–1000 м. С северо-востока к нему примыкает пластообразное тело с пологоволнистыми кровлей и подошвой, преимущественно крутыми боковыми контактами. В каньоне вдоль русла верховьев правых притоков р. Тирехтях в коренном залегании наблюдается серия крутопадающих (до вертикальных) трещинных тел, «подпирающих» полого наклоненную на юг – юго-запад гранитную пластину мощностью 300–400 м (см. рис. 2, б, IV, V). Ее верхний контакт субгоризонтальный, с редкими куполовидными выступами и короткими крутыми апофизами во вмещающие породы. Нижний контакт также пологий, но более неровный, с небольшими провесаами и выступами. Граниты здесь местами

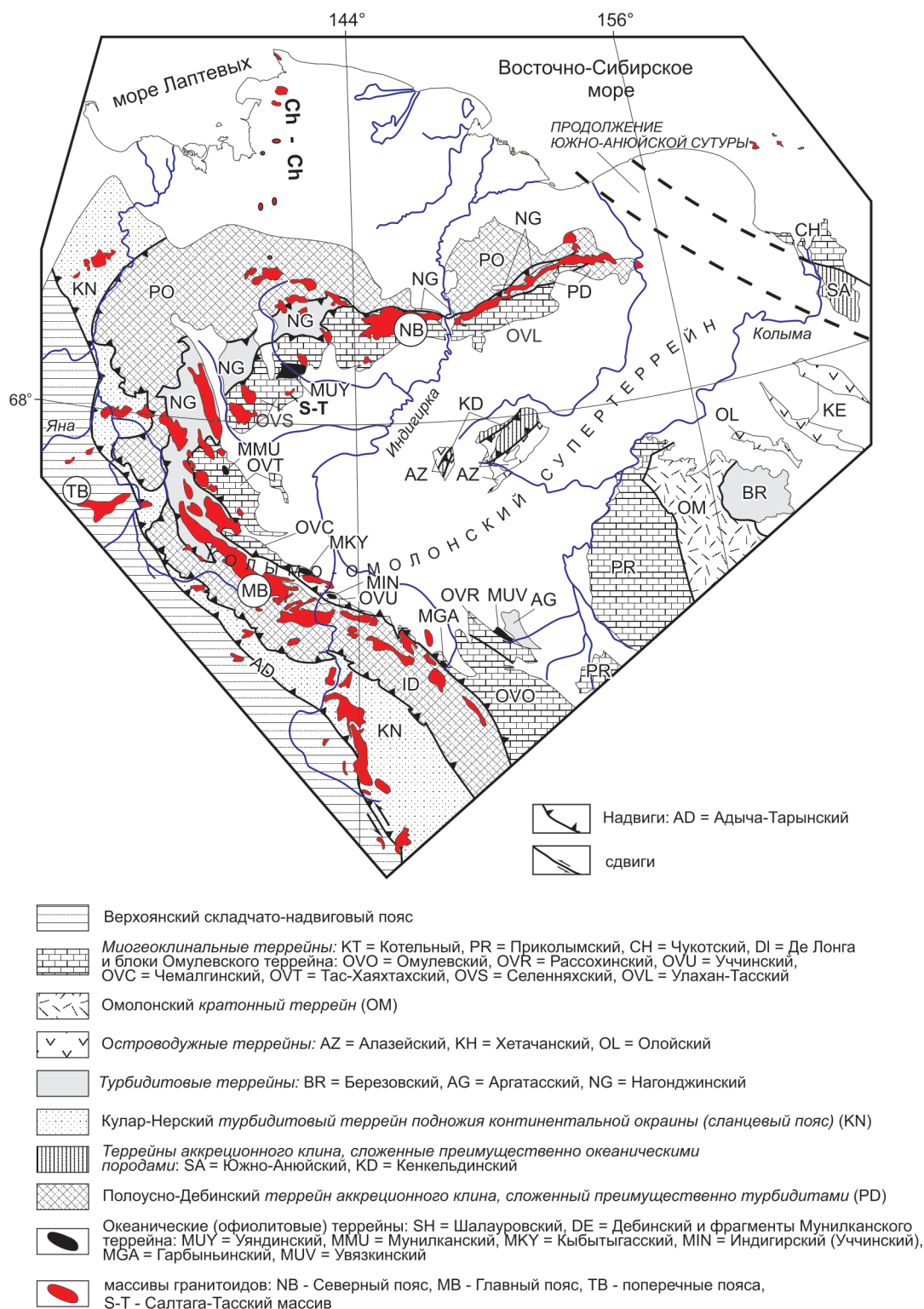


Рис. 1. Тектоническое строение северной части Верхояно-Колымского орогена (по [15])

Fig. 1. The tectonic map of the northern part of the Verkhoyansk-Kolyma orogen (according to [15])

насыщены ксенолитами подстилающих пород. Близкая картина наблюдается и в верховьях левых притоков реки Тирехтях (район кальдеры –

см. рис. 2, а). Далее к северо-востоку это тело расщепляется на серию протяженных апофиз (см. рис. 2, а). В гранитах по всему массиву за-

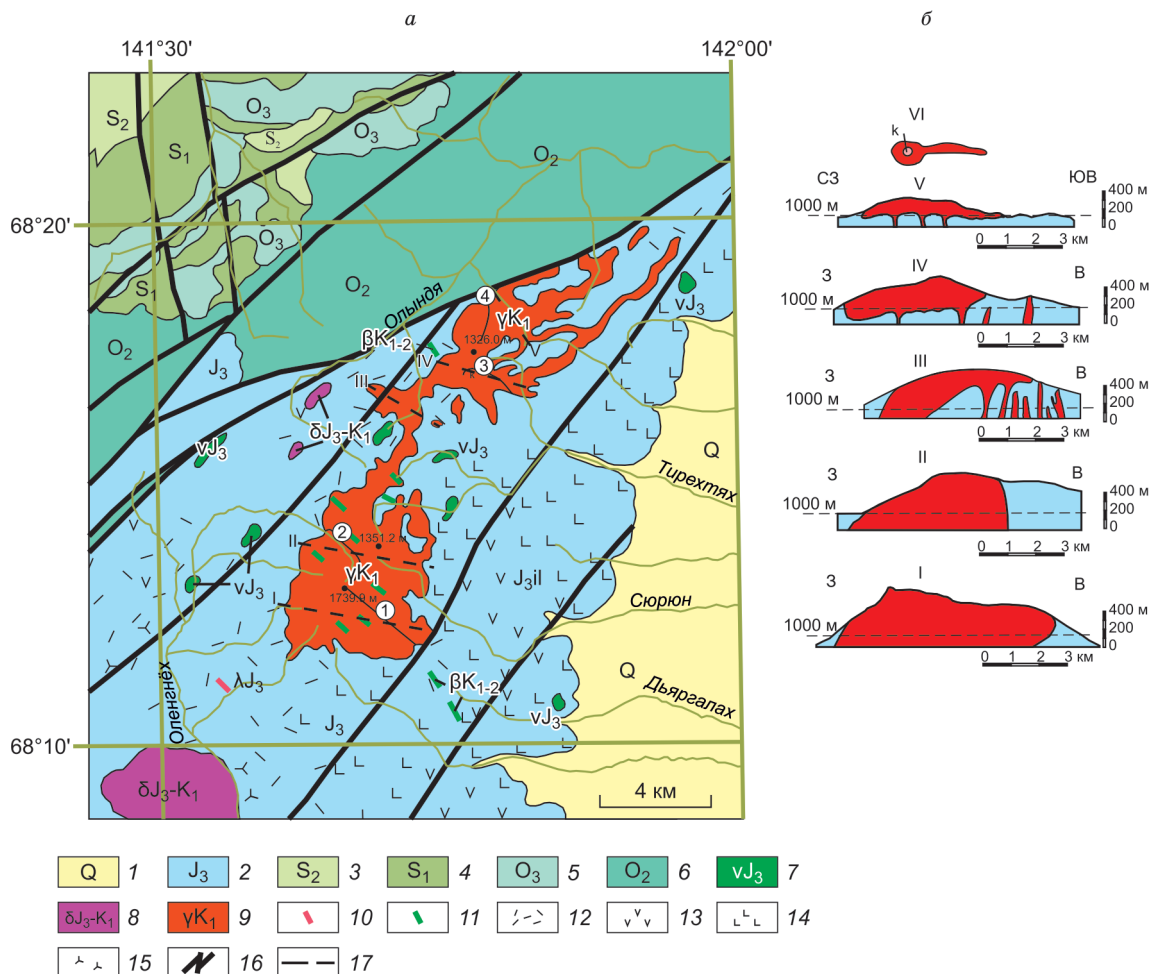


Рис. 2. Геологическая карта северо-восточной части Уяндино-Ясачненского островодужного пояса (по [14], с изменениями) и морфология Салтага-Тасского массива.

a – геологическая карта северо-восточной части Уяндино-Ясачненского островодужного пояса. 1 – четвертичные отложения (Q), 2 – поздняя юра (J₃), 3 – поздний силур (S₂), 4 – ранний силур (S₁), 5 – поздний ордовик (O₃), 6 – средний ордовик (O₂), 7 – габбро J₃, 8 – диориты J₃-K₁, 9 – граниты K₁, 10 – дайки риолитов J₃, 11 – дайки долеритов K₁₋₂; вулканогенные породы: 12 – преимущественно кислого состава, 13 – преимущественно среднего состава, 14 – преимущественно основного состава, 15 – переслаивание вулканогенных пород разного состава; 16 – разрывные нарушения. 17 – линии поперечных сечений через массив, показанных на рис. 2, б. ①–④ – линии отбора образцов в вертикальных геологических разрезах. *б* – морфология Салтага-Тасского массива. Красное – граниты, голубое – вмещающие породы. Поперечные сечения через массив: I – южная часть массива, водораздел верховьев рек Дьяргалах–Оленгнех; II – центральная часть массива, водораздел рек Сюрюн–Оленгнех; III – центральная часть массива, водораздел верховьев тех же рек; IV – северная часть массива, верховья правых притоков р. Тирехтях; V – северная часть массива, верховья правых притоков р. Ольиндя; VI – экспериментальная форма интрузии и к-положение подводящего канала по [7]

Fig. 2. Geological map of the northeastern part of the Uyandina–Yasachnaya island-arc belt (according to [14], with changes) and morphology of the Saltaga-Tas massif.

a – Geological map of the northeastern part of the Uyandina–Yasachnaya island-arc belt: 1 – Quaternary deposits (Q); 2 – Late Jurassic (J₃), 3 – Late Silurian (S₂), 4 – Early Silurian (S₁), 5 – Late Ordovician (O₃), 6 – Middle Ordovician (O₂), 7 – gabbro J₃, 8 – diorites J₃-K₁, 9 – granites K₁, 10 – rhyolite dikes J₃, 11 – dolerite dikes K₁₋₂; volcanic rocks: 12 – predominantly acidic composition, 13 – predominantly of medium composition, 14 – predominantly the main composition, 15 – interlayering of volcanic rocks of different compositions; 16 – faults, 17 – cross-sectional lines through the massif shown in Fig. 2, б. ①–④ – sampling lines in vertical geological sections shown in Fig. 3. *б* – Cross-sectional lines through the massif (red – granites, blue – host rocks): I – southern part of the massif, watershed of the upper reaches of the Dyargalakh–Olengenk rivers; II – central part of the massif, watershed of the Syuryun – Olengenk rivers; III – the central part of the massif, the watershed of the upper reaches of the same rivers; IV – northern part of the massif, the upper reaches of the right tributaries of the Tirekhtyakh river; V – northern part of the massif, the upper reaches of the right tributaries of the Olyndya River. VI – experimental form of intrusion and the position of the supply channel according to [7]

жаты блоки интенсивно раздробленных и ожелезненных вмещающих пород размерами в поперечнике от нескольких метров до десятков метров, а в одном случае – 200 м.

Секущие массив дайки аплитов, аплитовидных и лейкократовых гранитов крутопадающие, мощностью 0,5–2 м, как с резкими, так и с расплывчатыми контактами (перемещенный и слабо перемещенный остаточный расплав). Гранит-порфиры образуют маломощные (до 10 см) прожилки, редко – дайки мощностью до 0,5 м в гранитах и вмещающих породах. Контакты их четкие, ровные, параллельные, иногда с развитием крупнозернистой кварц-полевошпатовой пегматитовой зонки на контакте. Очень характерно присутствие в массиве многочисленных даек трахидолеритов, трассирующих крутопадающие постгранитные тектонические нарушения. Они группируются в серии сближенных субпараллельных тел мощностью 0,2–3 м.

Петрография и минералогия гранитов

Петрографический состав пород Салтага-Тасского массива однообразен. Массив сложен массивными и атакситовыми гетерозернистыми гранитами (рис. 3, а, б). В среднезернистых участках структура пород преимущественно гипидиоморфнозернистая, в мелкозернистых – аллотриоморфнозернистая и пегматоидная. Средний количественно-минералогический состав гранитов по разным профилям варьирует незначительно, %: кварц – 30,2–34,9, плагиоклаз – 28,5–30,6, калиевый полевой шпат – 29,5–32,6, амфибол – 0,3–2,3 %, биотит – 2,1–3,7, акцессорные минералы – 0,3–1,2. В эндоконтактах граниты мелкозернистые или порфировидные с мелко- и микрозернистой аллотриоморфной, участками микропиклитовой основной массой. В гранитах апикальной зоны возрастает роль кварца за счет полевых шпатов, %: кварц – 38,4–42,8, плагиоклаз – 26,4–27,6, калиевый полевой шпат – 25,6–31,4, амфибол – 0–0,4, биотит – 3–3,7, акцессорные минералы – 0,4–0,8. На отдельных участках апикальных выступов массива наблюдаются обособления кварц-полевошпатовых пегматитов и гнезда мусковит-кварцевого состава. В гранитах нижних горизонтов, напротив, возрастает роль плагиоклаза, %: кварц – 32–33,2, плагиоклаз – 36,1–41,8, калиевый полевой шпат – 18,4–25,8, амфибол 1–2,6, биотит – 2,9–4,7, акцессорные минералы – 0,4–1,2. Здесь в гранитах часты ксенолиты вмещающих пород (рис. 3, в, г).

Граниты трещинных тел и подводящих каналов в эндоконтактах, а иногда и по всему объему насыщены ксенолитами разнообразного состава и размера (от нескольких миллиметров до нескольких метров). Внедрение происходило вдоль зон тектонических нарушений. Повторные подвижки по тем же нарушениям приводят к образованию брекчий из обломков гранитов и вмещающих пород (рис. 3, д, е). Количественно-минералогический состав этих гранитов широко варьирует, но в целом отличается более низким содержанием кварца, более высокими – темноцветных минералов и существенным преобладанием плагиоклаза над калишпатов, %: кварц 24,7–31,2, плагиоклаз – 36,1–46,2, калишпат – 15,5–24,8, амфибол 1–5,6, биотит – 2–6,7.

Первым в гранитах кристаллизуется плагиоклаз. Он обладает неотчетливой зональностью с небольшой разницей в составе центральной и периферической зон: 27–20 % An, 70–75 % Ab, 0,5–2,4 % Or. Мелкие зерна незональны и представлены кислым олигоклазом, олигоклаз-альбитом и альбитом: 5–19 % An, 78–93 % Ab, 1,7–5,8 % Or. Плагиоклаз гранитов придонных горизонтов массива и подводящих каналов обладает ярко выраженной зональностью (34→24→20 % An, 36→30→22 % An) и дает номинеральные скопления (рис. 3, е, ж). Здесь в нем местами сохраняются оплавленные или корродированные ядра с составом: 41–48 % An, 51–53 % Ab, 0,9–2,6 % Or. Встречаются автолиты из плотно упакованных мелких идиоморфных табличек такого состава, иногда в контуре единого крупного зерна. Максимальная температура кристаллизации плагиоклаза 904–906 °С; минимальная – 719–734 °С (расчеты по [17]). Зерна альбита образовались при 456–472 °С. Включения в плагиоклазе представлены мелкими призмами амфибола в средних зонах крупных зерен и биотита – в средних и периферических зонах. Крупные зерна дают срастания с соизмеримыми зернами алланита.

Амфибол образует короткие призмы и их мелкие скопления, а также выполняет интерстиции между крупными зернами плагиоклаза. Как правило, он интенсивно замещен актинолитом или канниллоитом, поэтому валидные составы редки (Приложение, табл. 1). В гранитах трещинных тел и подводящих каналов установлен магнезиальный паргасит с $Fe^*/(Fe^*+Mg) = 36,7–49,4$ %. Расчетная температура кристаллизации $T = 948–753$ °С (расчеты по [18, 19]). Он замещается магнези-

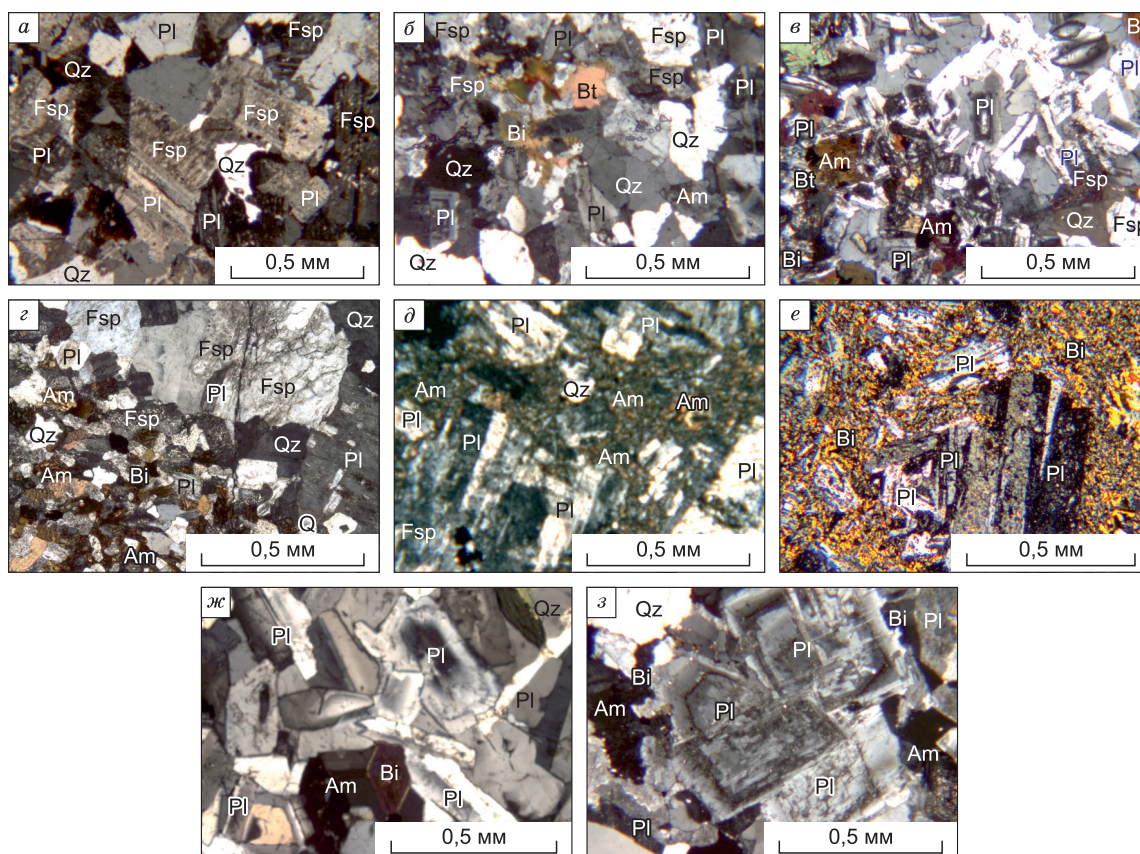


Рис. 3. Структуры гранитов Салтага-Тасского массива.

a – шлиф 133/1 – среднезернистый гранит главной фации, *б* – шлиф 423/1 – гетерозернистый гранит, *в* – шлиф 34/5а и *г* – шлиф 959/3 – ксенолиты в гранитах придонных горизонтов, *д* – шлиф 37/1а – обломки плагиоклаза гранита в зоне дробления туфоалевролита, *е* – шлиф 36/2 – гранитные фрагменты в биотитизированном роговике, *ж* – шлиф 34/5 и *з* – скопления плагиоклаза в гранитах придонных горизонтов массива. Qz – кварц, Pl – плагиоклаз, Fsp – калинатровый полевой шпат, Am – амфибол, Bi – биотит

Fig. 3. Structures of granites of the Saltaga-Tas massif.

a) thin section 133/1 – medium-grained granite of the main facies, *б*) thin section 423/1 – hetero-granular granite, *в*) thin section 34/5а and *г*) thin section 959/3 – xenoliths in granites of bottom horizons, *д*) thin section 37/1а – fragments of plagioclase granite in the tufoaleurolite crushing zone, *е*) thin section 36/2 – granite fragments in biotite hornfel, *ж*) thin section 34/5 and *з*) thin section 125/9 – accumulations of plagioclase in the granites of the bottom horizons of the massif. Qz – quartz, Pl – plagioclase, Fsp – potassium-sodium feldspar, Am – amphybole, Bi – biotite

альным каниллоитом. Здесь же и в нижних горизонтах массива присутствует магнезиальная роговая обманка ($T = 812-759$ °C, $Fe^*/(Fe^*+Mg) = 51-64$ %, $F = 0,12-0,43$ %, $Cl = 0,25-0,86$ %), по которой интенсивно развивается актинолит. Редкие валидные зерна амфибола в верхних горизонтах массива представлены ферроэденитом и железистой роговой обманкой ($T = 784-699$ °C, $Fe^*/(Fe^*+Mg) = 68,8-75,1$ %, $F = 0,66$ %, $Cl = 0,16$ %). Среди включений в крупных зернах плагиоклаза определен жедрит. Амфибол несет крупные включения магнетита, ильменита и титанита. В порфирировых разностях гранитов амфибол присутствует только в основной массе.

Биотит позднемагматический, кристаллизовался вместе с кварцем и калишпатом при 643–715 °C и давлении 1–1,8 кбар, в условиях низкой активности HF и высокой – H₂O и HCl (расчеты по [20–22]) (Приложение, табл. 2). Как и амфибол, в порфирировых разностях он наблюдается только в основной массе. Биотит завершает кристаллизацию при 583 °C, трассируя горячие трещины. Представлен истонит-сидерофиллитом и, реже, лепидомеланом ($Fe^*/(Fe^*+Mg) = 58,9-78$ %, $F = 0,5-1,6$ %, $Cl = 0,35-0,79$ %). По большинству параметров состава биотит отвечает таковому коровых гранитов S- или I-типа (рис. 4) [23–25]. Биотит насыщен включениями ильменита, апа-

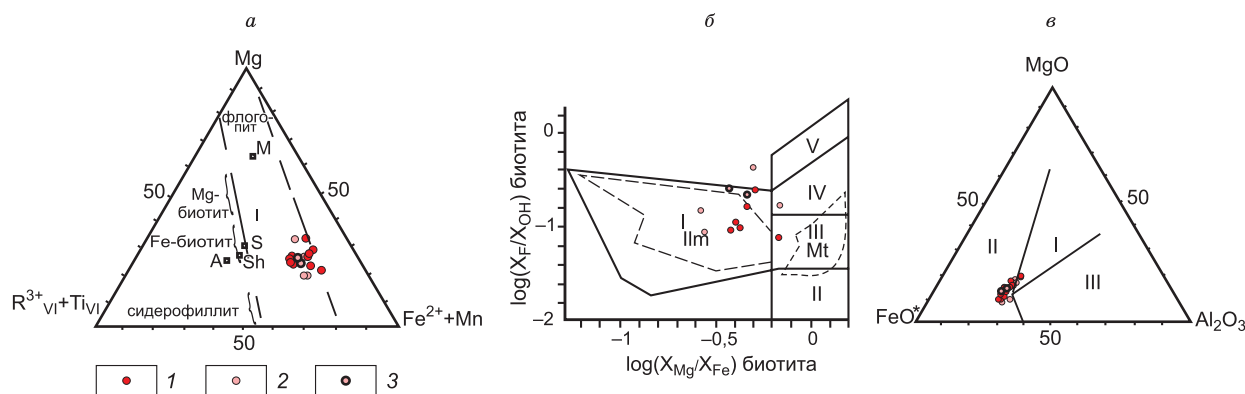


Рис. 4. Состав биотитов гранитов Салтага-Тасского массива.

I – биотиты гранитов центральной и апикальной части массива, *2* – то же – придонных горизонтов массива, *3* – биотиты гранитов подводящих каналов. *a* – соотношение $(R^{3+}+Ti) - Mg - (Fe^{2+}+Mn)$ в биотитах, $R^{3+} = Fe^{3+}+Al^{3+}$, поля составов и точки средних составов биотитов различных петротипов гранитоидов [23]: M, I, S, A – биотиты из гранитоидов M, I, S, A типов, Sh – биотиты из гранитоидов шоссонитовой серии; *b* – соотношения $F/OH - Mg/Fe$ в биотитах, поля диаграммы [24] – составы биотитов гранитоидов – производных расплавов: I – образованных путем контаминации и ассимиляции субморских метасадков; II – мантийных; III – корово-мантийных; IV – мантийно-коровых; V – коровых анатектических; *в* – геодинамические обстановки формирования биотитов [25]: I – известково-щелочные породы орогенных обстановок (граниты I-типа), II – щелочные породы анорогенных обстановок, III – гиперглиноземистые породы (граниты S-типа)

Fig. 4. Composition of biotites in granites of the Saltaga-Tas massif.

I – biotites of granites of the central and apical parts of the massif, *2* – the same – bottom horizons of the massif, *3* – biotites of granites of conduits. *a*) $(R^{3+}+Ti) - Mg - (Fe^{2+}+Mn)$ ratio in biotites, $R^{3+} = Fe^{3+}+Al^{3+}$, composition fields and points of average compositions of biotites of various petrotypes of granitoids [23]: M, I, S, A – biotites from granitoids of M, I, S, A types, Sh – biotites from granitoids of the shoshonite series; *b*) $F/OH - Mg/Fe$ ratios in biotites, chart fields [24] – compositions of biotites of granitoids – derivatives of melts: I – formed by contamination and assimilation of submarine metasediments; II – mantle; III – crust-mantle; IV – mantle-crust; V – crust anatectic; *в*) geodynamic settings for the formation of biotites [25]: I – calc-alkalic rocks of orogenic settings (granites of I-type), II – alkaline rocks of anorogenic environments, III – hyper-aluminous rocks (granites of S-type)

тита, ксенотима, монацита, сульфидов. Неравномерно хлоритизирован.

Калиевый полевой шпат ксеноморфен к плагиоклазу, кристаллизуется в относительно крупных зернах вместе с кварцем и дает скелетные срастания с ним в мелкозернистых участках. Представлен высоким и промежуточным ортоклазом с $2V_{Np} = 59-68^\circ$. Крупные зерна иногда зональные, с ростом $2V_{Np}$ к периферии. Часто имеет пертитовое строение. Состав нераспавшегося ортоклаза: Ab 18,2 % An 0,5 % Or 81,3 %. Температура кристаллизации [26] 733–760 °С. Кварц образует неправильные зерна и их небольшие скопления, а также скелетные прорастания с калиевым полевым шпатом. Несет редкие включения зонального циркона с метамиктной внешней каймой, апатита, сульфидов.

В протоловках гранитов придонных горизонтов и подводящих каналов встречены корродированные зерна пироксена, представленного субкальциевым магнезиоавгитом и магнезиоавгитом с $FeO^*/(FeO^*+MgO) = 33,1-44,6\%$ (Приложение, табл. 3). Расчетная температура кристалли-

зации $T = 994-1187\text{ }^\circ\text{C}$ при давлении $P = 9,1-12,5\text{ кбар}$ (расчеты по [27]). По составу он близок пироксенам основных пород и отнесен к рестиновым.

Акцессорные минералы идентичны для всех рассмотренных пород: апатит, циркон, алланит, титанит, магнетит, ильменит, пирит, монацит, спессартин-альмандин. Апатит представлен преобладающим F-апатитом относительно маловодных расплавов. Зерна Cl-апатита редки и приурочены к амфиболу. Магнетит в основном низкотемпературный, зерна титаномагнетита единичны. В протоловках присутствует нижнекоровый пироп-альмандин с 44 % пиропового минерала. Отношения ZrO_2/HfO_2 в цирконах варьируют от 87 до 6,6. Богатый гафнием циркон обогащен также ураном и торием (иногда более 1 %).

Аплиты, аплитовидные и лейкократовые граниты мелко- и мелкозернистые и порфиоровые с аллотриоморфной и пегматоидной основной массой. От гранитов массива они отличаются повышенным содержанием кварца, низким – био-

тита и заметным преобладанием калиевого полевого шпата над плагиоклазом. Средний состав лейкогранитов, %: кварц – 38,6, плагиоклаз – 24,7, калиевый полевой шпат – 34,7, биотит – 1,2, мусковит – 0,3, акцессории – 0,5. В порфирированных гранитах среди вкрапленников присутствуют все калиевые минералы с взаимными вростками друг в друга. Плагиоклаз вкрапленников этой группы пород неотчетливо зональный (24→21→18% An) и незональный олигоклаз, плагиоклаз основной массы – олигоклаз и олигоклаз-альбит. Калиевый полевой шпат вкрапленников – высокий до низкого ортоклаз с $2V_{Np}$ 46–80°, пятнисто альбитизирован. Кварц местами наиболее идиоморфен, даже в основной массе. Биотит присутствует только в основной массе и представлен поздне- и постмагматической генерациями с изменением окраски от густо-коричневой до зеленоватой. Как и в гранитах куполовидных выступов, наблюдаются гнезда кварц-мусковитового состава. В эндоконтактах даек породы насыщены тонкими призмочками апатита и сульфидами.

Геохимия гранитов Салтага-Тасского массива

Салтага-Тасский массив сложен гранитами и лейкогранитами нормальной и умеренной щелочности [28] (Приложение, табл. 4, рис. 5, а). Все граниты гиперстен-нормативные, с высоким содержанием нормативного кварца и преобладанием в нормативном составе альбита над ортоклазом. Средний нормативный состав, %: Qtz 34,9, Or 21,7, Ab 33,3, An 3,3 для гранитов массива; Qtz 32,7, Or 19,5, Ab 33,4, An 7,7 для трещинных тел и подводящих каналов. В большинстве проб присутствует нормативный корунд (до 3,8 %). Нормативный диопсид определен в 15 % проб в количестве 0,6–3,2 %. В вертикальных сечениях через массив от придонных к апикальным горизонтам намечается рост содержаний SiO_2 и суммы щелочей, а в нормативном составе – рост количеств нормативного кварца и (менее) ортоклаза (рис. 5, б, в). Эта тенденция нарушается только на отдельных участках в эндоконтактах апикальных выступов, где резко возрастают содержание летучих и сумма щелочей при некотором снижении количества SiO_2 , а в нормативном составе увеличивается количество нормативного альбита за счет кварца.

По соотношениям K_2O-SiO_2 граниты массива принадлежат высококалиевой известково-щелочной серии, а граниты подводящих каналов

и трещинных тел дают значимые отклонения к среднекалиевой известково-щелочной серии. По классификации [29], среди них преобладают монцограниты и сиенограниты. Отклонения к гранодиоритам единичны (рис. 6, а). Глиноземистость ($Al_2O_3/(FeO^*+MgO)$) и железистость пород ($FeO^*/(FeO^*+MgO)$) широко варьируют (рис. 6, б, в) [30, 31], составляя в среднем для гранитов массива 5,1 и 0,84, для гранитов подводящих каналов и трещинных тел – 3 и 0,82. Преобладают железистые породы, умеренно пересыщенные глиноземом (индекс Шенда 1–1,2). Магнезиальные и метаглиноземистые разности встречаются только в составе трещинных тел. Пегматиты пересыщены щелочами. По соотношениям $(Na_2O+K_2O)/Al_2O_3$ к $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ и Sr к Rb/Sr породы, слагающие массив, соответствуют гранитам S-типа и эволюционируют до гранитов A-типа (рис. 6, г, д) [32, 33]. В поле гранитов I-типа попадает лишь незначительная часть точек составов гранитов трещинных тел. Соотношения FeO^*/MgO и $(K_2O+Na_2O)/CaO$ к $Nd+Zr+Ce+Y$ определяют все эти разности как фракционированные граниты [34] (рис. 6, е, ж).

Граниты характеризуются низкими содержаниями летучих, в среднем составляющими, %: для гранитов массива F = 0,05, Cl = 0,04, Li_2O = 0,0018, P_2O_5 = 0,04. Для подводящих каналов и трещинных тел эти значения несколько выше, %: F = 0,07, Cl = 0,06, Li_2O = 0,003, P_2O_5 = 0,08. Рост содержаний летучих отмечается также в апикальных выступах массива, %: F = 0,15, Cl = 0,04, Li_2O = 0,0083, P_2O_5 = 0,11 (средние значения).

Соотношения в гранитах $Al_2O_3/(MgO+FeO)$ к $CaO/(MgO+FeO)$ соответствуют генерации материнского расплава в метамагматических (дацит-тоналитовых) субстратах или на границе их с метаграувакковыми (рис. 6, з) [35]. С учетом этого определена температура гранитного расплава [36]. Для гранитов массива она варьирует от 800 до 895 °С, поднимаясь для пород придонных горизонтов и боковых эндоконтактов до 916–961 °С и до 940–986 °С для гранитов подводящих каналов и снижаясь в приапикальных выступах до 770–820 °С (Приложение, табл. 4). Максимальное давление магмогенерации определено в 8,6–9,3 кбар [37]. Температуры насыщения апатитом, цирконом и монацитом [38] для гранитов массива составляли соответственно 776, 810–896, 804–923 °С, а для гранитов подводящих каналов 670–744, 665–731 и 802–901 °С.

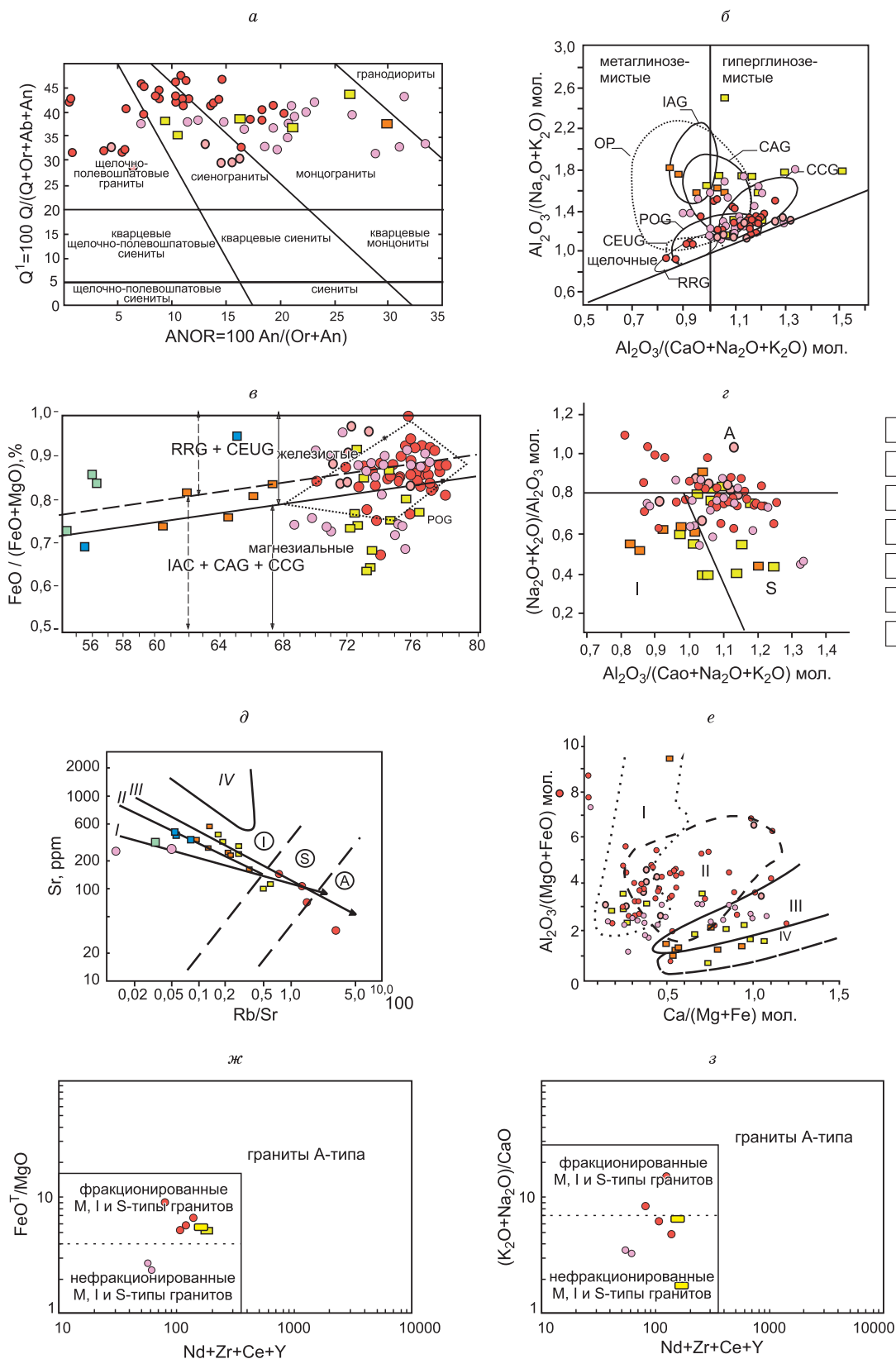


Рис. 6. Петрохимические параметры магматических пород Сычанского прогиба.

а – классификационная диаграмма для гранитоидов по [29]. б – глиноземистость гранитоидов. Поля диаграммы [30]: OP – океанические плагииграниты, IAG – гранитоиды островодужные, CAG – континентальных дуг, CCG – континентальные

коллизийные, POG – посторогенные, CEUG – континентального эпейрогенического воздымания, RRG – рифтогенные. v – соотношение железистости и содержаний SiO_2 в гранитах. Поля диаграммы [31]. z – петротипы гранитов по [32]. d – отношения $\text{Sr} - \text{Rb}/\text{Sr}$ в гранитах. Тренды дифференциации типовых серий [33]: I – толеитовая островных дуг, II – известково-щелочная островных дуг, III – известково-щелочная активных окраин, IV – рифтовых зон континентов; I, S, A – петротипы гранитов. e – поля парциального плавления по [35]: I – метапелитов, II – метаграувакк, III – дацитов – тоналитов, IV – амфиболитов. $ж$ и $з$ – диаграммы $\text{Zr} - \text{Ga}$ и $\text{Nb} - \text{Ga}$ для гранитов. Поля диаграммы [34]. Ост. усл. обозн. см на рис. 5, а

Fig. 6. Petrochemical parameters of igneous rocks of the Syachan trough.

a) Classification diagram for granitoids according to [29]. б) granitoid aluminosity. Chart fields [30]: OP – oceanic plagiogranites, IAG – island-arc granitoids, CAG – continental arc granitoids, CCG – continental collision granitoids, POG – post-orogenic granitoids, CEUG – continental epeirogenic uplift granitoids, RRG – rift-related granitoids. в) The ratio of ferruginosity and SiO_2 content in granites. Chart fields [31]. г) Petrotypes of granites according to [32]. д) Sr – Rb/Sr ratios in granites. Trends in differentiation of typical series [33]: I – tholeiitic series of island arcs, II – calc-alkaline series of island arcs, III – calc-alkaline series of active margins, IV – series of continental rift zones; I, S, A – petrotypes of granites. e) Partial melting fields according to [35]: I – metapelites, II – metagrauwacke, III – dacites - tonalites, IV – amphibolites. ж) and з) Zr–Ga and Nb–Ga diagrams for granites. Chart fields [34]. Other symbols in Fig. 5, a

ково-щелочной серии и обладают высокими значениями железистости (0,82–1 при среднем 0,92) и глиноземистости (4,6–22,3 % при среднем 11,2 %), индекс Шенда 1,07–1,2, индекс дифференциации 91–97 %. Средний нормативный состав пород: Qz 42,2, Or 24, Ab 30, An 2,5. Температура расплава варьировала от 828 до 679 °С, давление при его отделении – от 5 до 1,8 кбар.

Содержания всех редкоземельных элементов в гранитах массива и подводящих каналов ниже кларка для гранитов [39] или близко к нему (см. таблицу в тексте). Отношение La_n/Yb_n варьирует от 4,2 до 8,1 для гранитов массива и составляет 5,8 для лейкогранита, отношение Gd_n/Yb_n равно соответственно 1,2–1,4 и 1,2. Для всех гранитов определена отрицательная аномалия Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,48-0,34$), с углублением ее с ростом индекса дифференциации пород. Для гранитов подводящих каналов $\text{La}_n/\text{Yb}_n = 1,8-3,2$, $\text{Gd}_n/\text{Yb}_n = 1,7-4$, $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,72-1,08$ (рис. 7, а). Обращает на себя внимание асимметричность трендов распределения REE: резкое снижение нормативных количеств LREE от La к Eu и практически горизонтальное положение тренда в области HREE. Тренд распределения REE в риолитах нижней толщи (обр. И28/1) отличается от трендов для гранитов почти полным отсутствием минимума Eu, тогда как тренд для риолитов верхней толщи (обр. И 37/5) практически совпадает с трендом для наименее дифференцированного гранита.

Обсуждение результатов

Геолого-геофизическими исследованиями в разных регионах мира установлено, что наиболее характерна для гранитоидных тел пластинчатая форма с центральными или периферийными питающими зонами (подводящими каналами) [8].

Но форма Салтага-Тасского массива гораздо более сложная. Как показано выше, здесь сочетаются классический хонолит, пластовое тело и серия мощных протяженных апофиз. При этом перемены между гранитными выходами отсутствуют, а составы гранитов центральных горизонтов хонолита и пластового тела аналогичны. Это означает, что внедрение расплава по серии подводящих каналов происходило синхронно и из одного источника. Экспериментальное моделирование [9] показало, что внедрение магмы влияет на последовательность развития структур и окончательную схему разломов. При этом форма образующегося интрузивного тела зависит от сининтрузивного бокового смещения. При высокой скорости горизонтального смещения или низкой скорости интрузии по вертикальным каналам образуются тела близкой к каплевидной формы (хонолиты) со сдвинутым хвостом, удлинённым в направлении основного нарушения [7]. Форма еще более усложняется в случае нескольких подводящих каналов, что и характеризует Салтага-Тасский массив.

Вмещающие массив породы представлены двумя свитами терригенно-вулканогенных образований. Установлено существенное различие между риолитами и риодацитами подстилающей и перекрывающей толщ. Первые – низкощелочные, среднекалиевой серии, магнизиальные, по классификации [29] определяются как монцограниты и параллелизуются с гранитоидами I-типа. Вторые – нормально щелочные, высококалиевой известково-щелочной серии, железистые, по той же классификации определяются как сиенограниты и соответствуют гранитоидам S-типа (см. рис. 6). Несогласие между этими свитами установлено при полевых исследованиях. При формировании пластинообразной части интрузива

Редкоэлементный состав магматических пород Сыачанского прогиба (в г/т)

Rare element composition of rocks of the Syachan trough (ppm)

Элемент	Номера образцов							
	O119/8	P435/1	T963/3	P434/4	T965/1	T956/2	I28/1	I37/5
	граниты/granites			аплит / aplite	граниты подводящих каналов/ granites of supply channels		риодацит/ rhyodacite	риолит/ rhyolite
Li	14	27	37	8,1	31	19	3,4	7,8
P	0,023	0,028	0,0057	0,047	0,092	0,050	0,033	0,023
K	27600	35100	29500	41400	5400	6800	21600	29600
Sc	<0,1	<0,1	<0,1	6,1	12	22	<0,1	<0,1
Ti	1600	1200	870	210	4100	4600	1900	380
Ga	18	17	16	15	21	25	16	15
Rb	110	120	105	140	140	3,4	49,7	52
Sr	150	98	76	41	260	260	94	110
Y	33	20,4	24	8	12	13	18	39
Zr	56	45	44	43	11	29,9	120	86
Nb	8,1	6,9	7,99	4,4	6,1	2,3	5,9	6,6
Cs	2,9	1,9	1,4	1,1	0,47	0,23	1,5	0,53
Ba	960	1000	840	360	710	140	660	1200
La	29	35	24	11	15	5,7	22	32
Ce	59,9	66	52	26	34	14	45	50,4
Pr	7,1	7,5	5,3	2,8	4,4	1,98	5,2	7,3
Nd	27	26	19	10,3	19	9,3	21	27
Sm	5,6	4,5	3,8	1,7	4,3	2,2	4,4	5,9
Eu	0,95	0,596	0,46	0,32	1,5	0,57	0,99	0,9
Gd	5,95	4,2	3,98	1,7	4,1	2,7	4,6	7,6
Tb	0,88	0,65	0,66	0,25	0,57	0,37	0,701	1,1
Dy	5,5	3,9	4	1,5	2,8	2,3	3,8	7,1
Ho	1,2	0,75	0,91	0,33	0,54	0,49	0,802	1,5
Er	3,7	2,3	2,7	0,9	1,1	1,2	2,4	4,5
Tm	0,58	0,38	0,39	0,17	0,198	0,18	0,39	0,79
Yb	3,5	2,4	2,8	1,1	0,95	1,3	2,6	4,6
Lu	0,56	0,38	0,496	0,22	0,15	0,18	0,42	0,74
Hf	2,3	1,8	1,97	1,7	0,24	0,68	3,1	3,6
Ta	0,54	0,56	0,76	0,54	0,36	0,13	0,47	0,65
Pb	9,2	8,2	5,5	9,2	8,1	1,98	4	14
Th	11	13	16	12	3,6	0,93	3,7	9,8
U	2,6	1,6	1,4	1,4	0,82	0,32	1,2	2,3
Tap	810	813	776	774	670	744	891	887
Tzr	850	896	810	763	731	665	732	629
TREE	864	923	804	737	802	901	877	744
(La/Yb)N	5,8	10,6	6,1	7,1	11	3,2	6,2	4,4
Sr/Y	2,8	4,4	3,1	5,1	23	20	5,21	2,8
K/Rb	251	292	281	296	386	200	435	569
Rb/Sr	0,73	1,2	1,4	3,4	0,05	0,015	0,51	0,47
Rb/Ba	0,11	0,12	0,12	0,38	0,02	0,02	0,08	0,04
Ba/Rb	8,7	8,3	8,4	2,6	50,7	41,2	13,3	10,9
Ce/Y	1,8	3,3	2,2	3,2	2,8	1,1	2,5	1,3

Элемент	Номера образцов							
	O119/8	P435/1	T963/3	P434/4	T965/1	T956/2	I28/1	I37/5
	граниты/granites			аплит / aplite	граниты подводящих каналов/ granites of supply channels		риодацит/ rhyodacite	риолит/ rhyolite
La/Yb	3,6	5,1	3	2,5	2,5	2,5	3,7	4,8
Nb/Ta	15	12,3	10,5	8,1	16,9	17,7	12,5	10
(Nb/La)pm	0,27	0,18	0,32	0,39	0,29	0,04	0,26	0,2
(Y/Nb)pm	0,64	0,5	0,47	0,29	0,3	0,88	0,48	0,92
(Th/Ta)pm	9,8	11,1	10,2	10,3	408	3,4	3,8	7,3
T1	1,01	1,01	1,07	1,1	1	1	1,02	0,94
T3	0,94	0,99	0,96	0,95	0,93	0,89	0,83	0,89
T4	1	1	0,9	1	1,06	1,02	1,03	1,03
Ttotal	0,98	1,02	0,97	1	0,99	0,97	0,93	0,93

Примечание. Tap, Tzr, Tree – температуры насыщения расплава апатитом, цирконом и монацитом по [38]. N – нормировано по хондриту [5], pm – по примитивной мантии [5].

Notes. Tap, Tzr, Tree – melt saturation temperatures with apatite, zircon and monazite according [38]. N – normalized for chondrite [5], pm – for primitive mantle [5].

гранитный расплав поступал на уровень становления по серии тектонических нарушений, пронизывающих осевую часть Сычанского прогиба, а затем распространялся в субгоризонтальном направлении вдоль ослабленной зоны несогласия. Использование расплавом «подготовленного пространства» предполагалось еще И.Я. Некрасовым [12]. Продолжающееся интрузивное давление обусловило вертикальный рост гранитного тела с подъемом прогретой, относительно пластичной кровли. Сложнее решается вопрос с южной половиной массива, т. е. собственно хонолитом. Дно хонолита не обнажено, но выполаживание южного контакта с падением под массив и насыщенность эндоконтакта ксенолитами может указывать на его близость. При экспериментальном моделировании [9] в подобном случае подводящий канал находился под центральной частью «капли» (см. рис. 2, б, VI). На юго-западе в верховьях рч. Бирюк (левый приток р. Оленгех) наблюдаются плавная задирка пластов вмещающих пород и приконтактовые взбросы и сбросы, так что некоторые элементы диапиризма при формировании собственно хонолита могли иметь место.

При подъеме расплава в верхние горизонты коры происходил сброс летучих во вмещающие породы, в которых отмечалось развитие тонкочешуйчатого биотита и, местами, тонкоигольчатого апатита. В камеру становления поступал бедный летучими расплав. В процессе внутрикамерной кристаллизации имела место диффе-

ренциация исходного расплава с осаждением избытков плагиоклаза в придонных горизонтах (см. рис. 3, е, ж) и соответствующим ростом содержания кварца и ортоклаза (кремнезема и суммы щелочей) от придонных горизонтов к кровле массива (см. рис. 5, б, в) параллельно с ростом индекса дифференциации пород (по [40]) от 75–89 до 93–97 %. На диаграмме Ab–Or–Qtz (см. рис. 5, б) подавляющее большинство точек составов гранитов локализуется в поле кристаллизации кварца, при этом тренд эволюции от нижних к верхним горизонтам направлен в сторону роста содержания нормативного кварца, тогда как петрографические наблюдения показывают, что первым в гранитах кристаллизуется плагиоклаз. Такой же характер гаплогранитной системы установлен для гранитных массивов Восточно-Калгутинского пояса Южного Алтая. Предполагается, что причиной такой эволюции могло быть взаимодействие расплава с водными растворами HCl при его кристаллизации либо воздействие богатых HCl ювенильных флюидов на магмообразующие субстраты [41]. В первом случае неизбежно появление на трендах REE тетрад-эффектов W-типа, но для салтага-тасских гранитов, как и для восточно-калгутинских, этого не установлено (рис. 8, а, см. таблицу в тексте). Суммарный тетрад-эффект для салтага-тасских гранитов варьирует от 0,97 до 1,02, тогда как значимые величины составляют больше 1,1 или меньше 0,9 [42]. В то же время, амфиболы и биотиты гранитов и даже реститовые пироксены

обладают повышенными содержаниями хлора, а биотиты и граниты, и вмещающих вулканитов кристаллизуются в условиях высокой активности HCl, что может быть косвенным признаком воздействия ювенильных флюидов на магмообразующие субстраты.

По соотношениям петрогенных элементов и Sr-Rb/Sr породы Салтага-Тасского массива соответствуют гранитам S-типа (см. рис. 6), но отличаются от них амфибол-биотитовым составом, принадлежностью к магнетит-ильменитовой серии, относительно слабо выраженным ростом ASI в процессе дифференциации расплава, низкими содержаниями летучих (Приложение, табл. 4). По данным [31], при фракционной кристаллизации содержание фосфора в гранитах S-типа увеличивается вместе с избытком Al_2O_3 , в то время как в гранитах I-типа оно снижается до очень низких значений, что характерно и для салтага-тасских гранитов. Содержание P_2O_5 здесь варьирует от 0,03 до 0,12 %, в среднем составляя 0,06 %, а в лейкогранитах даек эти значения соответственно 0,01–0,04 % при среднем 0,025 % (Приложение, табл. 4). Концентрации урана и тория в гранитах низкие (1,4–2,6 и 11–16 г/т) (см. таблицу в тексте), в соотношениях, близких гранитам I-типа [43]. В то же время, снижение содержаний как LREE, так и HREE, а также Y в изученных гранитах с ростом дифференциации присуще гранитам S-типа, тогда как в гранитах I-типа в этом направлении обычно резко возрастает содержание HREE [43]. Сам характер трендов REE – асимметричный, с четко выраженным минимумом Eu близок такому гранитов I-типа. Соотношения $FeO^* - MgO - Al_2O_3$ в биотитах по [25] отвечают биотитам гранитов I-типа (см. рис. 4, в). Таким образом, изученные граниты обладают признаками гранитов как S-, так и I-типа. Многие исследователи отмечают, что среди лейкократовых гранитов, особенно фракционированных, к каковым по классификации [34] принадлежат и салтага-тасские (см. рис. 6, е, ж), трудно различить относящиеся к S- или I-типу, поскольку химический их состав весьма близок. Но, как показано, и применение геохимических критериев не дает однозначного ответа. По данным [3, 44], должны быть гранитные породы, переходные между S- и I-типами, а окончательная индексация зависит от состава протолита.

Граниты S-типа большинство исследователей относит к коровым образованиям, расплавы ко-

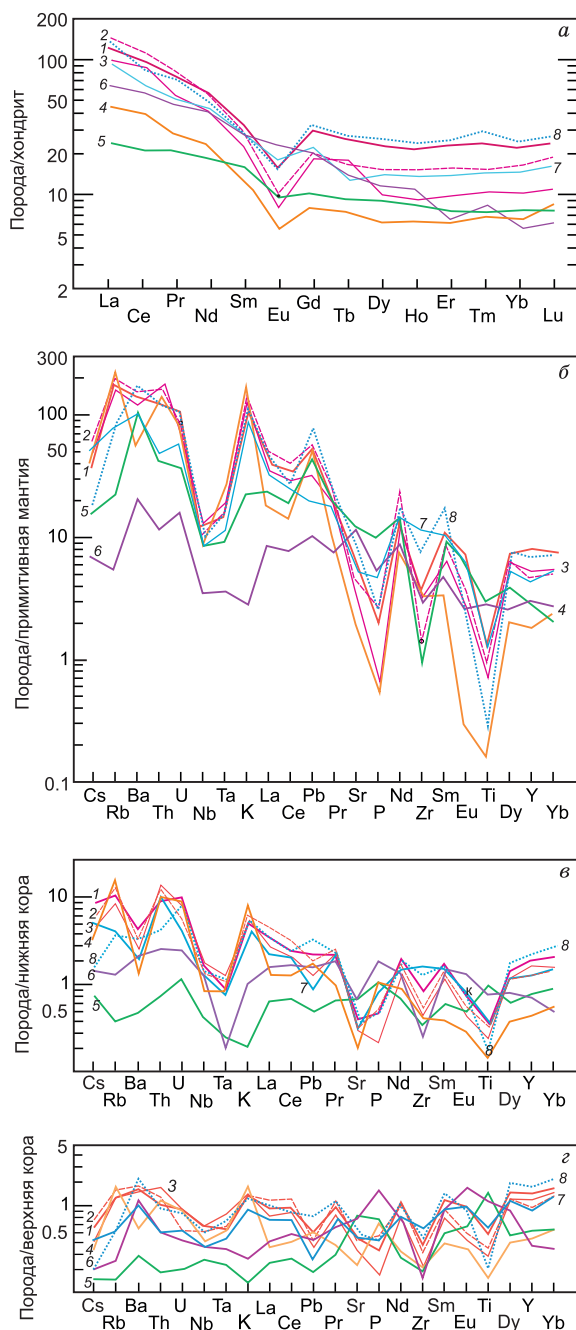


Рис. 7. Нормированное по хондриту распределение редкоземельных элементов и спайдер-диаграммы для магматических пород Сыачанского прогиба (нормировано по [5]). 1–3 – граниты (обр. O119/8, P435/1, BT963/3); 4 – лейкогранит (обр. P434/4); 5, 6 – гранитоиды подводящих каналов (обр. BT 956/2, 965/1); 7, 8 – риолиты (обр. 28/1, 37/5). а–г см. в тексте

Рис. 7. Chondrite-normalized distribution of rare earth elements and spider diagrams for igneous rocks in the Syachan trough (normalized according to [5]). 1–3 – granites (samples O119/8, P435/1, BT963/3); 4 – leucogranite (sample P434/4); 5, 6 – granitoids of the supply channels (samples BT 956/2, 965/1); 7, 8 – rhyolites (samples 28/1, 37/5). а–г see in text

торых возникли при парциальном плавлении богатых глинистым веществом метаосадочных субстратов, хотя существует мнение, что и среди гранитов S-типа только пералюминиевые лейкограниты «являются чистыми расплавами земной коры» [45]. Такие граниты образуются в результате дегидратационного плавления богатых мусковитом метапелитовых источников при низком давлении. Необходимая для плавления температура при генерации расплава гранитов S-типа обеспечивается либо разогревом при образовании утолщенной коры, либо поступлением в кору тепла из мантийных источников ([46] и ссылки в ней).

Согласно [3, 47 и ссылки в них], граниты I-типа также имеют преимущественно коровое происхождение. Материнские расплавы генерируются при частичном плавлении мафических субстратов, при котором гранат и (или) роговая обманка являются реститовыми фазами, либо при частичном плавлении граувакк при высоком давлении в равновесии с эклогитовым реститом. Б. Чаппелл среди гранитов I-типа выделяет высокотемпературные и низкотемпературные [44]. Образование первых связывается с частичным плавлением основных пород в нижних горизонтах коры или даже в измененной мантии, вторых – с частичным плавлением более древних кварц-полевошпатовых магматических пород.

Максимальное давление при формировании материнского расплава салтага-тасских гранитов определено в 8,6–9,3 кбар, что, как и состав биотитов, отвечает коровым условиям. Коровый характер изученных гранитов подтверждается и значениями ряда геохимических коэффициентов: Rb/Sr = 0,73–3,2; Nb/Ta = 10–15; Ba/Rb (8,3–8,7); Sr/Y = 2,8–5,1; (La/Yb)_N = 5,8–10,1; (Y/Nb)_{pm} = 0,47–0,64; (Th/Ta)_{pm} = 9,8–11,1 [5, 6] (см. таблицу в тексте). На спайдер-диаграммах отчетливо выражены максимумы Rb, Th, K, Pb и минимумы Nb, Ta, Sr, Eu, Ti, что также характерно для коровых производных [5, 48] (см. рис. 7, б–г). По соотношениям $Al_2O_3/(MgO+FeO^*) - CaO/(MgO+FeO^*)$ генерация расплава имела место в дацит-тоналитовых или метаграувакковых субстратах. В то же время, максимальные расчетные температуры гранитного расплава в придонных горизонтах массива составляли 916–961 °С, в гранитах подводящих каналов и трещинных тел – 940–986 °С. Столь высокие температуры при относительно небольшом давлении магмогенерации не могли быть достигнуты в коре без

участия дополнительного тепла, привносимого мантийными источниками [34, 46, 47].

Вариации значений K/Rb (251–292 по данным ISP-MS анализа) и соотношение La/Nb – Ce/Y (2,2–5,1 к 1,8–3,3 (см. таблицу в тексте)) соответствуют генерации расплава из субстратов, представлявших смесь корового и мантийного вещества [4, 5]. Это подтверждается и присутствием в гранитах субкальциевого магнезиоавгита с температурой кристаллизации до 1187 °С, близкого по составу пироксенам основных пород, и циркона с «габбровыми» (до 87) значениями ZrO₂/HfO₂ одновременно с жедритом и пиропальмандином, которые являются характерными реститовыми минералами при парциальном плавлении метаграувакк [47].

Геологическое положение Салтага-Тасского массива, величина ASI в гранитах, соотношения в них R1 – R2, Rb – (Y+Nb) (см. рис. 8, а, б) определяют геодинамическую обстановку его формирования как позднеорогенную (постколлизийную) [49, 50].

Обращает на себя внимание обилие даек щелочно-основного состава, секущих граниты Салтага-Тасского массива и сосредоточенных в пределах контура его выхода. То есть можно говорить о проявлении бимодального магматизма в пределах Сыачанского прогиба. Бимодальный магматизм с одновременным плавлением коровых и мантийных субстратов весьма характерен для постколлизийных обстановок [2, 5, 31; и др.]. Возникший очаг мантийного расплава обеспечил рост температуры в субстратах средней и нижней коры и их парциальное плавление с генерацией гранитного расплава. По [8], обусловленное этим образование трещин и сопутствующее снижение прочности пород способствуют прорыву астеносферы и внедрению производных этого мантийного очага в верхние горизонты коры в виде многочисленных даек.

Таким образом, изученные граниты несут признаки и гранитов S-, и гранитов I-типа, что обычно для фракционированных пород. Однако, большая часть признаков и явно мантийно-коровое происхождение склоняют нас отнести их к гранитам I-типа или по крайней мере к переходным IS-гранитам.

Заключение

1. Салтага-Тасский массив характеризуется очень сложной формой с сочетанием хонолита, пластового тела и протяженных апофиз.

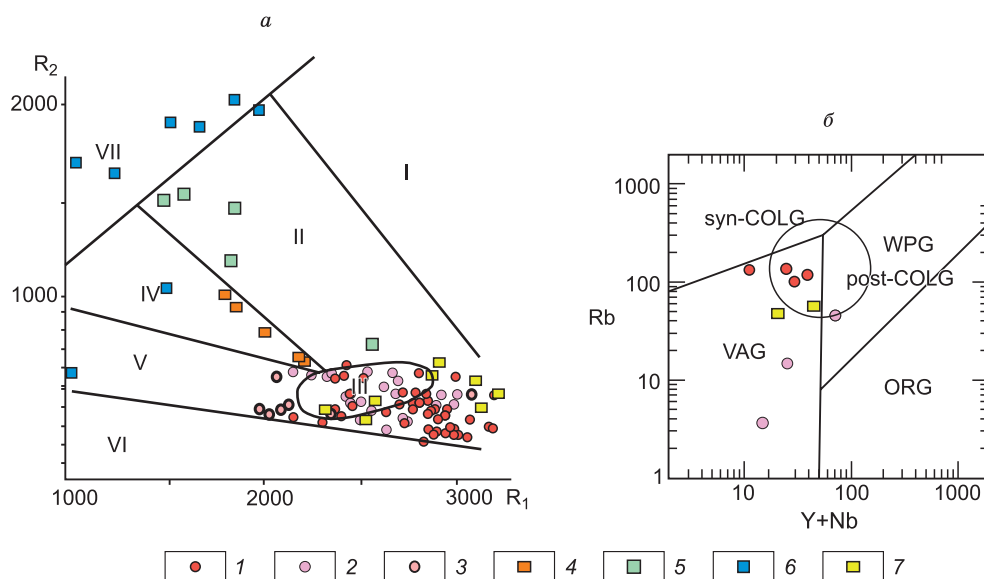


Рис. 8. Геодинамические обстановки формирования магматических пород Сыачанского прогиба.

1 – граниты массива, 2 – граниты подводящих каналов и трещинных тел, 3 – граниты обособленных мелких выходов, 4 – малые интрузии гранодиоритов и кварцевых диоритов (Еленяхский и Санга-Сиенгский массивы), 5 – пластовые тела габбро, 6 – постгранитные дайки, 7 – риолиты вмещающей толщи. *a* – R_2 – R_1 , поля диаграммы по [49]: I – производные мантийных магм, II – предколлизийное (субдукционное), III – синколлизийное, IV – постколлизийных поднятий, V – позднеорогенное, VI – анорогенное, VII – производных щелочных магм; $R_1 = 4Si - 11(Na+K) - 2(Fe+Ti)$, $R_2 = 6Ca+2Mg+Al$; *b* – Rb – (Y+Nb) в гранитоидах, поля диаграммы по [50]: ORG – океанических хребтов, VAG – островодужное, syn-COLG – синколлизийное, post-COLG – постколлизийное, WAG – внутриплитное

Fig. 8. Geodynamic conditions for the formation of igneous rocks of the Syachan trough.

1 – granite of the massif, 2 – granite of supply channels and fractured bodies, 3 – granite of isolated shallow outcrops, 4 – small intrusions of granodiorites and quartz diorites (Elenyakhsky and Sanga-Siengsky massifs), 5 – stratified bodies of gabbro, 6 – postgranitic dikes, 7 – rhyolites of the host strata. *a* R_2 – R_1 , fields of the diagram according to [49]: I – derivatives of mantle magmas, II – precollisional (subduction), III – syncollisional, IV – postcollisional uplifts, V – late orogenic, VI – anorogenic, VII – derivatives of alkaline magmas; $R_1 = 4Si - 11(Na+K) - 2(Fe+Ti)$, $R_2 = 6Ca+2Mg+Al$, molar; *b*) Rb – (Y+Nb) in granitoids, fields of the diagram according to [50]: ORG – oceanic ridges, VAG – island arc, syn-COLG – syncollisional, post-COLG – postcollisional, WAG – intraplate

2. Материнский расплав генерировался при парциальном плавлении нижнекорового субстрата, представлявшего смесь корового и мантийного вещества. Внедрение происходило синхронно вдоль нескольких подводящих каналов с дальнейшим распространением в горизонтальном направлении вдоль зоны несогласия между двумя верхнеюрскими свитами.

3. В составе массива преобладают фракционированные лейкограниты нормальной щелочности, по химическому и редкоэлементному составу занимающие промежуточное положение между гранитами S- и I-типов. Кристаллизация расплава начинается с отсадки плагиоклаза в придонных горизонтах хонолита и интрузивной пластины, а далее к апикальным горизонтам с ростом содержания SiO_2 заметно возрастает сумма щелочей при превалирующей роли K_2O , а в норматив-

ном составе увеличиваются количества кварца и ортоклаза. Характер дифференциации гранитов и состав их темноцветных минералов предполагает участие богатых HCl ювенильных флюидов в процессе магомгенерации.

4. Массив интрузирует островодужную вулканогенно-осадочную толщу, островодужные и коллизийные интрузивные образования, и с учетом преобладающих геохимических признаков геодинамическая обстановка его формирования отнесена к постколлизийной (позднеорогенной).

5. В постколлизийное время в пределах Сыачанского прогиба Уяндино-Ясачненской дуги проявился бимодальный магматизм с одновременным плавлением коровых и мантийных субстратов, что обусловило близкое по времени становление гранитного массива и многочисленных даек щелочно-основного состава.

Дополнительные материалы доступны по адресу: <https://diamond.ysn.ru/wp-content/uploads/2026/02/Доп-материалы-к-статье-Трунилиной-ВА-Салтага-Тасский-раннемеловой-гранитный-массив-на-северо-западе-Верхояно-Колымского-орогена.pdf> (Таблица 1. Состав амфиболов гранитов Салтага-Тасского массива. Table 1. Composition of amphiboles of the granites of Saltaga-Tas massif. Таблица 2. Состав биотитов гранитов Салтага-Тасского массива. Table 2. Composition of biotites of the granites of Saltaga-Tas massif. Таблица 3. Состав пироксенов из протолитов гранитов Салтага-Тасского массива. Table 3. Composition of pyroxenes from protoliths of Saltaga-Tas massif. Таблица 4. Химический состав магматических пород Сыачанского прогиба. Table 4. Chemical composition of igneous rocks of the Syachan trough.)

Список литературы / References

- White A.J. Source of granite magma. *Geological Society of America, Abstracts with Programs*. 1979;11:539.
- Moyen J.F., Laurent O., Chelle-Michou C., et al. Collision vs. subduction-related magmatism: Two contrasting ways of granite formation and implications for crustal growth. *Lithos*. 2017;277:154–177. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.09.018>
- Clemens D., Stevens G., Farina F. The enigmatic sources of I-type granites: The peritectic connexion. *Lithos*. 2011;126:174–181. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.07.04>.
- McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth. *Chemical Geology*. 1995;120(3):223–253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
- Hofmann A.W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature*. 1997;385:219–228. <https://doi.org/10.1038/385219a0>
- Rudnik R.L., Gao S. Composition of the Continental Crust. In: Holland E.D., Turekian K.K. (eds.) *Treatise on Geochemistry* (Second Edition). Elsevier; 2014, pp. 1–51. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00301-6>
- Copley A., Weller O., Bain H. Diapirs of crystal-rich slurry explain granite emplacement temperature and duration. *Scientific Reports*. 2023;13:13730. <https://doi.org/10.1038/s41598-023-40805-2> EDN: FHHYCB
- Petford N., Cruden A.R., McCaffrey K.J.W., Vigneresse J.-L. Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust. *Nature*. 2000;408:669–673. <https://doi.org/10.1038/35047000>
- Corti G., Moratti G., Sani F. Relations between surface faulting and granite intrusions in analogue models of strike-slip deformation. *Journal of Structural Geology*. 2005;27(9):1547–1562. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2005.05.011>
- Galland O., Cobbold P.R., de Bremond d'Ars J., Halot E. Rise and emplacement of magma during horizontal shortening of the brittle crust: Insights from experimental modeling. *Journal of Geophysical Research Solid Earth*. 2007;112:B06402. <https://doi.org/10.1029/2006JB00460>
- Brown E.H., McClelland W.C. Pluton emplacement by sheeting and vertical ballooning in part of the southeast Coast plutonic complex, British Columbia. *Geological Society of America Bulletin*. 2000;112(5):708–719. [https://doi.org/10.1130/00167606\(2000\)112%3C0708:PEBSAV%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/00167606(2000)112%3C0708:PEBSAV%3E2.3.CO;2)
- Некрасов И.Я. *Магматизм и рудоносность северо-востока Верхояно-Чукотской складчатой области*. М.: Изд-во АН СССР; 1962. 334 с.
- Nekrasov I.Ya. *Magmatism and ore deposits of the north-western Verkhoyansk-Chukotka fold area*. Moscow: Nauka; 1962. 333 p. (In Russ.)
- Трунилина В.А., Роев С.П., Орлов Ю.С., Оксман В.С. *Магматизм различных геодинамических обстановок (зона сочленения Верхоянской окраины Сибирского континента и Колымо-Омолонского микроконтинента)*. Якутск: ЯНЦ СО РАН; 1999. 168 с.
- Trunilina V.A., Roev S.P., Orlov Yu.S., Oxman V.S. *Magmatism of various geodynamic environments (zone of junction of the Verkhoyansk margin of the Siberian continent and the Kolyma-Omolon microcontinent)*. Yakutsk: Publishing House of YaSc SB RAS; 1999. 168 p. (In Russ.)
- Петров Ю.Н., Шульгина В.С., Симонова Л.С. и др. Государственная Геологическая карта Российской Федерации масштаб 1 : 200 000. Издание второе. *Серия Яно-Индицирская*. Лист R-54-XXXIII,XXXIV (Уяндинский). Объяснительная записка. М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ»; 2020. 283 с.
- Petrov Yu.N., Shulgina V.S., Simonova L.S., et al. State Geological Map of the Russian Federation scale 1 :200,000. Second edition. *The Yano-Indigirskaya series*. Sheet R-54-XXXIII,XXXIV (Uyandinsky). An explanatory note. Moscow: Moscow Branch of FSBI VSEGEI; 2020. 283 p. (In Russ.)
- Тектоника, геодинамика и металлогения Республики Саха (Якутия)*. Парфенов Л.М., Кузьмин М.И. (ред.). М.: МАИК «Наука/Интерпериодика»; 2001. 571 с.
- Tectonics, Geodynamics and Metallogeny of the Sakha Republic (Yakutia)*. Parfenov L.M., Kuz'min M.I. (eds.) Moscow: MAIK Nauka/Interperiodica; 2001. 571p. (In Russ.)
- Layer P.W., Newberry R., Fujita K., et al. Tectonic setting of the plutonic belts of Yakutia, northeast Russia, based on ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology and trace element geochemistry. *Geology*. 2001;29(2):167–173.
- Putirka K.D. Igneous thermometers and barometers based on plagioclase + liquid equilibria: Tests of some existing models and new calibrations. *American Mineralogist*. 2005;90(2-3):336–346. <https://doi.org/10.2138/am.2005.1449>
- Rudolfi R., Renzulli A. Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1130°C and 2.2 GPa. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2012;163:877–895. <https://doi.org/10.1007/s00410-011-0704-6>.
- Putirka K. Amphibole thermometers and barometers for igneous systems and some implications for eruption mechanism of felsic magmas at arc volcanoes. *American Mineralogist*. 2016;101(4):841–858. <https://doi.org/10.2138/am-2016-5506>
- Uchida E., Endo S., Makino V. Relationship between solidification depth of granitic rocks and formation of hydrothermal ore deposits. *Resource Geology*. 2007;57(1):47–56. <https://doi.org/10.1111/j.1751-3928.2006.00004.x>
- Henry D.A., Guidotti Ch.V., Thompson J.A. The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution

mechanismus. *American Mineralogist*. 2005;90(2-3):316–328. <https://doi.org/10.2138/am.2005.1498>

22. Wones D.R., Eugster H.P. Stability of biotite: experiment, theory and application. *American Mineralogist*. 1965; 50(9):1228–1272. Available at: http://www.minsocam.org/ammin/AM50/AM50_1228.pdf

23. Гусев А.И. Типизация гранитоидов на основе составов биотитов. *Успехи современного естествознания*. 2009;(4):54–57.

Gusev A.I. The typeization of granitoids on the foundation of composition biotites. *Advances in Current Natural Sciences*. 2009;(4):54–57. (In Russ.)

24. Brimhall G.H., Crerar D.A. Ore fluids: Magmatic to supergene. In: Carmichael I., Eugster H. (eds). *Thermodynamic and modeling of geological materials: Minerals, fluids and melts*. Berlin, Boston: De Gruyter; 1987, pp. 235–322. <https://doi.org/10.1515/9781501508950-010>

25. Abdel-Rahman A-F.M. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas. *Journal of Petrology*. 1994;35(2):525–541. <https://dx.doi.org/10.1093/ptrology/35.2.525>

26. Putirka K.D. Thermometers and barometers for volcanic systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2008;69:61–120. <https://dx.doi.org/10.2138/rmg.2008.69.3>

27. Yavuz F. Win Pyrox: A Windows program for pyroxene calculation classification and thermobarometry. *American Mineralogist*. 2013;98(7):1338–1359. <https://dx.doi.org/10.2138/am.2013.4292> EDN: RNWXVD

28. Шарпенко Л.Н., Костин А.Е., Кухаренко Е.А. TAS-диаграмма сумма щелочей – кремнезем для химической классификации плутонических пород. *Региональная геология и металлогения*. 2013;(56):40–50.

Sharpenok L.N., Kostin A.E., Kukharensko E.A. TAS-diagram sum of alkalis-silica for chemical classification and diagnostics of plutonic rocks. *Regional Geology and Metallogeny*. 2013;56:40–50. (In Russ.)

29. Strekeisen A., Le Maitre P.W. A chemical approximation to the modal QAPF classification of igneous rocks. *Neues Jahrbuch fur Mineralogie, Abhandlungen*. 1979;136:169–206.

30. Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*. 1989;101(5):635–643. [https://dx.doi.org/10.1130/0016-7606\(1989\)101%3C0635:tdog%3E2.3.co;2](https://dx.doi.org/10.1130/0016-7606(1989)101%3C0635:tdog%3E2.3.co;2)

31. Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., et al. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*. 2001;42:2033–2048.

32. Maeda J. Opening of the Kuril Basin deduced from the magmatic history of Central Hokkaido, northern Japan. *Tectonophysics*. 1990;174(3):235–255. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(90\)90324-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90324-2)

33. Даценко В.М. Петрогеохимическая типизация гранитоидов юго-западного обрамления Сибирской платформы. В кн.: Юшкин Н.П. (ред.) *Петрография на рубеже XXI века: Итоги и перспективы: Материалы Второго Всероссийского петрографического совещания. Т. 2. г. Сыктывкар, 27–30 июня 2000 года*. Сыктывкар: Институт геологии Коми научного центра; 2000. С. 270–274.

Datsenko V.M. Petrogeochemical typification of granitoids of the south-western framing of the Siberian platform. In: Yushkin N.P. (ed.). *Petrography at the turn of the 21st century: Achievements and prospects. Proceedings of the Second All-Russian Petrographic Conference, Volume 2. Syktyvkar, June 27–30, 2000*. Syktyvkar: Institute of Geology, Komi Scientific Center; 2000, pp. 270–274. (In Russ.)

34. Whalen J.B., Hildebrand R.S., de Juan C. Trace element discrimination of arc, slab failure, and A-type granitic rocks. *Lithos*. 2019;348-349:105179. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.105179>

35. Gerdes A., Worner G., Henk A. Post-collisional granite generation and HT-LP metamorphism by radiogenic heating: the Variscan South Bohemian Batholith. *Journal of the Geological Society*. 2000;157(3):577–587. <https://dx.doi.org/10.1144/jgs.157.3.577>

36. Jung S., Pfander J.A. Source composition and melting temperatures of orogenic granitoids – constrains from CaO/Na₂O, Al₂O₃/TiO₂ and accessory mineral saturation thermometry. *European Journal of Mineralogy*. 2007;19(6):859–870. <https://dx.doi.org/10.1127/0935-1221/2007/0019-1774>

37. Беляев Г.М., Рудник В.А. *Формационно-генетические типы гранитоидов*. Л.: Недра; 1978. 168 с.

Belyaev G.M., Rudnik V.A. *Formational-genetic types of granitoids*. Leningrad: Nedra; 1978. 168 p. (In Russ.)

38. Janoušek V., Farrow C.M., Erban V. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: Introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology*. 2006;47(6):1255–1259. <https://doi.org/10.1093/ptrology/egl013>

39. Овчинников Л.Н. *Прикладная геохимия*. М.: Недра; 1990. 248 с.

Ovchinnikov L.N. *Applied geochemistry*; Moscow: Nedra; 1990. 248 p. (In Russ.)

40. Thornton C.P., Tuttle O.F. Chemistry of igneous rocks, differentiation index. *American Journal of Science*. 1960; 258(11):664–684.

41. Соколова Е.Н., Смирнов С.З., Астрелина Е.И. и др. Состав, флюидный режим и генезис онгонит-эльвановых магм Калгутинской рудно-магматической системы (Горный Алтай). *Геология и геофизика*. 2011;52(11):1748–1775. EDN: ONQJHP

Sokolova E.N., Smirnov S.Z., Astrelina E.I., et al. Ongonite-elvan magmas of the Kalguty ore-magmatic system (Gorny Altai): Composition, fluid regime, and genesis of. *Russian Geology and Geophysics*. 2011;52(11):1748–1775. (In Russ.) <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2011.10.017> EDN: ONQJHP

42. Irber W. The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu*, Sr/Eu, Y/Ho, and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suites. *Geochemica et Cosmochemica Acta*. 1999;63(3):489–508. [https://dx.doi.org/10.1016/s0016-7037\(99\)00027-7](https://dx.doi.org/10.1016/s0016-7037(99)00027-7)

43. Regelous A., Scharfenberg L., De Wall H. Origin of S-, A- and I-type granites: Petrogenetic evidence from whole rock Th/U ratio variations. *Minerals*. 2021;11(7). <https://doi.org/10.3390/min11070672>

44. Chappell B.W., White A.J.R. Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*. 2001;48(4):489–499. <https://doi.org/10.1046/j.1440-0952.2001.00882.x>

45. Patino Douce A.E. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? *Geological Society, London, Special Publications*. 1999;168(1):55–75. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1999.168.01.05>

46. King P.L., White A.J.R., Chappell B.W., Allen C.M. Characterization and Origin of aluminous A-type Granites from the Lachlan Fold Belt, Southeastern Australia. *Journal of Petrology*. 1997;38(3):371–391. <https://dx.doi.org/10.1093/ptrology/38.3.371>

47. Martin R.F. A-type granites of crustal origin ultimately result from open-system fenitization-type reactions in an extensional environment. *Lithos*. 2006;91(1-4):125–136. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.03.012>

48. Yadav B.S., Ahmad T., Kaulina T., et al. Origin of post-collisional A-type granites in the Mahakoshal Supracrustal Belt, Central Indian Tectonic Zone, India: Zircon U–Pb ages and geochemical evidences. *Journal of Asian Earth Sciences*. 2020;191:104247. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2020.104247>

49. Batchellor R.A., Bowden P. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*. 1985;48(1-4):43–55. [https://dx.doi.org/10.1016/0009-2541\(85\)90034-8](https://dx.doi.org/10.1016/0009-2541(85)90034-8)

50. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of the granitic rocks. *Journal of Petrology*. 1984;25(4):956–963. <https://dx.doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>

Об авторе

ТРУНИЛИНА, Вера Аркадьевна, доктор геолого-минералогических наук, главный научный сотрудник, лаборатория геодинамики и региональной геологии, Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск, Российская Федерация, <https://orcid.org/0000-0003-0911-2386>, e-mail: trunilina40@mail.ru

Конфликт интересов

Автор заявляет об отсутствии конфликта интересов.

About the author

TRUNILINA, Vera Arkadyevna, Dr. Sci. (Geol. and Mineral.), Chief Researcher, Laboratory of Geodynamics and Regional Geology, Diamond and Precious Metal Geology Institute, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Yakutsk, Russian Federation, <https://orcid.org/0000-0003-0911-2386>, e-mail: trunilina40@mail.ru

Conflict of interest

The author declares no conflict of interest.

Поступила в редакцию / Submitted 03.12.2025

Поступила после рецензирования / Revised 19.01.2026

Принята к публикации / Accepted 04.02.2026