

## Петрология магматических пород Хара-Сисского массива (север Верхояно-Колымской орогенной области)\*

В. А. Трунилина, С. П. Роев

Институт геологии алмаза и благородных металлов  
Сибирского отделения Российской академии наук,  
Российская Федерация, 677000, Якутск, пр. Ленина, 39

Для цитирования: Трунилина В. А., Роев С. П. (2020). Петрология магматических пород Хара-Сисского массива (север Верхояно-Колымской орогенной области). *Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле*, 65 (3), 528–551.  
<https://doi.org/10.21638/spbu07.2020.307>

В статье рассматривается специфика составов магматических пород Хара-Сисского монцонит-сиенит-гранитного позднемелового массива, локализованного в узле пересечения долгоживущих разломов в северо-восточной части Селенняхского антиклинория. На большинстве дискриминационных диаграмм точки составов монцонитов и сиенитов, с одной стороны, и флюоритовых гранитов, — с другой, намечают разные тренды, что говорит о разных источниках расплавов и разных путях их кристаллизации. С учетом этих данных, типоморфизма породообразующих, акцессорных и релитовых минералов, характера распределения элементов-примесей в породах сделан вывод о полиформационном характере массива. Монцониты и сиениты отвечают посторогенным образованиям шошонитовой серии и имеют мантийно-коровое происхождение. Исходный для них расплав сформирован при расчетной температуре 1050–1060 °С и давлении 1.7–1.9 ГПа в результате частичного смешения нижнекорового расплава и расплава, поступавшего из горизонтов метасоматизированной мантии. Модельные Rb-Sr-показатели гранитов характеризуют их как коровые образования. По всем параметрам состава они соответствуют посторогенным гранитам А-типа. Несоответствие высоких температур материнского расплава (1000–1025 °С), сопоставимых с таковыми монцонитового, при существенно меньшем давлении магмогенерации (0.7–0.8 ГПа) указывает на гранитообразование в коре при поступлении сюда тепла из внешнего (глубинного) источника. Породы массива характеризуются высокими содержаниями REE, Y, U и Th, которые возрастают от монцонитов к гранитам и близки к содержаниям этих элементов в метасоматизированной мантии. Сделан вывод о поступлении в коровые субстраты в процессе генерации гранитного очага богатых этими элементами глубинных флюидов и усиление потока последних во времени.

*Ключевые слова:* монцониты, сиениты, граниты, типоморфизм минералов, мантийно-коровая магмогенерация, кристаллизации, геохимическая специализация.

---

\* Исследование выполнено по плану НИР Института геологии алмаза и благородных металлов СО РАН (проект 0381-2016-0001).

## 1. Введение

Одной из наиболее дискутируемых проблем современной петрологии является проблема происхождения гранитов А-типа, выделенных М. Лозелли (Loiselle and Wones, 1979) и детально описанных В. Коллинзом с соавторами (Collins et al., 1982) на примере анорогенных или внутриплитных гранитоидов Австралии. Эти авторы отметили, что несмотря на неоднозначность в генетическом плане, всем гранитам А-типа присуща геохимическая специализация на Zr, Y, Li, LREE, Ta, Nb, F. В настоящее время выделяется до 7 разновидностей гранитов А-типа, генезис которых связывается с предельной фракционной дифференциацией гранитоидных очагов в глубинных условиях (Владимиров и др., 2007), с дифференциацией мантийных магм (Bonin, 1996), с процессами мантийно-корового взаимодействия (Xu et al., 1998). В пределах Верхояно-Колымской орогенной области авторами выделено 5 разновидностей (или подтипов) А-гранитов: неопротерозойские внутриконтинентальные щелочно-полевошпатовые; ранне-среднеюрские щелочно-полевошпатовые и щелочные завершающего этапа континентального рифтогенеза; раннемеловые постколлизийные микроклин-альбитовые; ранне-позднемеловые щелочно-полевошпатовые граниты и граносиениты и позднемеловые щелочные граниты, возникшие после стабилизации орогенной области (Трунилина и др., 2008). С большинством из них связано редкометалльное и/или редкоземельное оруденение, в том числе промышленного масштаба. Наиболее сложно решается вопрос о генезисе А-гранитов при изучении массивов сложного состава, которые чаще рассматриваются как многофазные, но, как показали наши исследования в северо-восточных регионах Якутии, во многих случаях оказывающиеся полиформационными (Трунилина и др., 2018). К настоящему времени наименее изученными остаются позднемеловые граниты северной части мезозойд, входящие в состав массивов сложного строения. В статье они рассматриваются на примере Хара-Сисского массива.

## 2. Методика исследований

При выполнении исследований использован принцип комплексности, т.е. изучение многогранных признаков конкретного объекта, с одной стороны, и всестороннее изучение ассоциирующих объектов, — с другой. В процессе полевых работ было установлено внутреннее строение Хара-Сисского массива, проведено опробование всех разновидностей магматических пород для аналитических исследований. Изучена петрография пород, выполнены силикатные анализы (Д. А. Кулагина, М. Т. Слепцова), количественные спектральные анализы (З. В. Хохрякова, С. Г. Щелчкова), лазерный анализ сульфидов (Л. А. Наумова). Состав породообразующих и аксессуарных минералов изучался на рентгеновском микроанализаторе Camebax-micro (С. П. Роев). ИСП-МС-определения концентраций рудных и редкоземельных элементов выполнены в Институте геохимии СО РАН (О. В. Зарубина). Полученные аналитические данные обрабатывались по современным методикам (программы CGDkit, Explorer и др.).

### 3. Геологическое строение района

Тектоническая позиция меловых вулканических образований и сопровождающих их интрузивных пород на северо-востоке Верхояно-Колымской орогенной области рассматривается по-разному. А. П. Ставский (1982) включает их в состав субмеридионального апт-раннепалеогенового Нижне-Индигирского рифтового пояса; Л. М. Натапов и Е. П. Сурмилова (Геологическая карта, 1992) — в состав предальбского Джахтардах-Олойского пояса активной окраины Сибирского континента, протягивающегося через Алазейско-Олойскую, Черско-Полоусненскую и Святоносско-Аньюйскую складчатые системы в виде серии разрозненных вулканических полей. Автором, совместно с Л. М. Парфеновым (Тектоника..., 2001), по результатам сравнительного изучения апт-позднемеловых магматических пород региона выделен обширный Индигирский пояс растяжения земной коры, прослеженный в субмеридиональном направлении от Охотско-Чукотского вулкано-плутонического пояса до шельфа моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря. Он включает Алазейско-Индигирскую вулканическую зону, соответствующую Нижне-Индигирской рифтовой зоне А. П. Ставского, расположенную северо-западнее Чохчуро-Чекурдахскую вулкано-плутоническую зону и к югу — Джахтардахское и Хара-Сисское вулканогенные поля, локализованные в пределах Джахтардахской наложенной впадины (рис. 1).

Джахтардахская наложенная впадина была сформирована в позднемеловое время в северо-восточной части Селенняхского антиклинория, вблизи его границы с Туостахским антиклинорием на востоке и Полоусным антиклинорием — на севере. Впадина выполнена вулканогенной толщей пестрого состава, залегающей с угловым несогласием на интенсивно дислоцированных палеозойских терригенно-карбонатных и кремнисто-вулканогенных образованиях (Трунилина и др., 2007). Вулканогенная толща сложена покровами трахибазальтов, трахиандезитбазальтов, трахиандезидацитов, трахитов и трахириолитов. Мощность покровов от 5 до 60 м (Трунилина и Роев, 2019). В восточной части поля вулканогенная толща прорвана дайками трахибазальтов — трахидолеритов и Хара-Сисским массивом монцонит-сиенит-гранитного состава площадью 12 км<sup>2</sup>, локализованным в узле сочленения субмеридионального и северо-восточного разломов (рис. 2). К востоку, среди терригенно-карбонатных пород силура вскрывается небольшое (около 2 км<sup>2</sup>) тело аналогичного состава. Массив сложен субщелочными гранитами, сиенитами, монцонитами и их порфировыми аналогами и интродуцирован немногочисленными маломощными дайками гранит-порфиров и аплитовидных гранитов. В северной части массива на монцонитах и сиенитах отмечаются реликты кровли позднемеловых трахибазальтов. По данным геологической съемки (Самусин, 1979) предполагается двух- или трехфазное строение массива. Изотопный K-Ar-возраст сиенитов и монцонитов составляет 90–100 млн лет; изохронный Rb-Sr-возраст гранитов — 85–94 млн лет (Трунилина и др., 2008). В эндо- и экзоконтактах массива известны рудопроявления золота с сопутствующими W, Ag, Cu, Sn, приуроченные к интенсивно сульфидизированным зонам дробления. В западном и южном экзоконтактах установлены торий-редкометалльно-железистая минерализация и скарновое рудопроявление железа (пироксен-магнетитовые скарны) (Некрасов, 1962; Самусин, 1979).

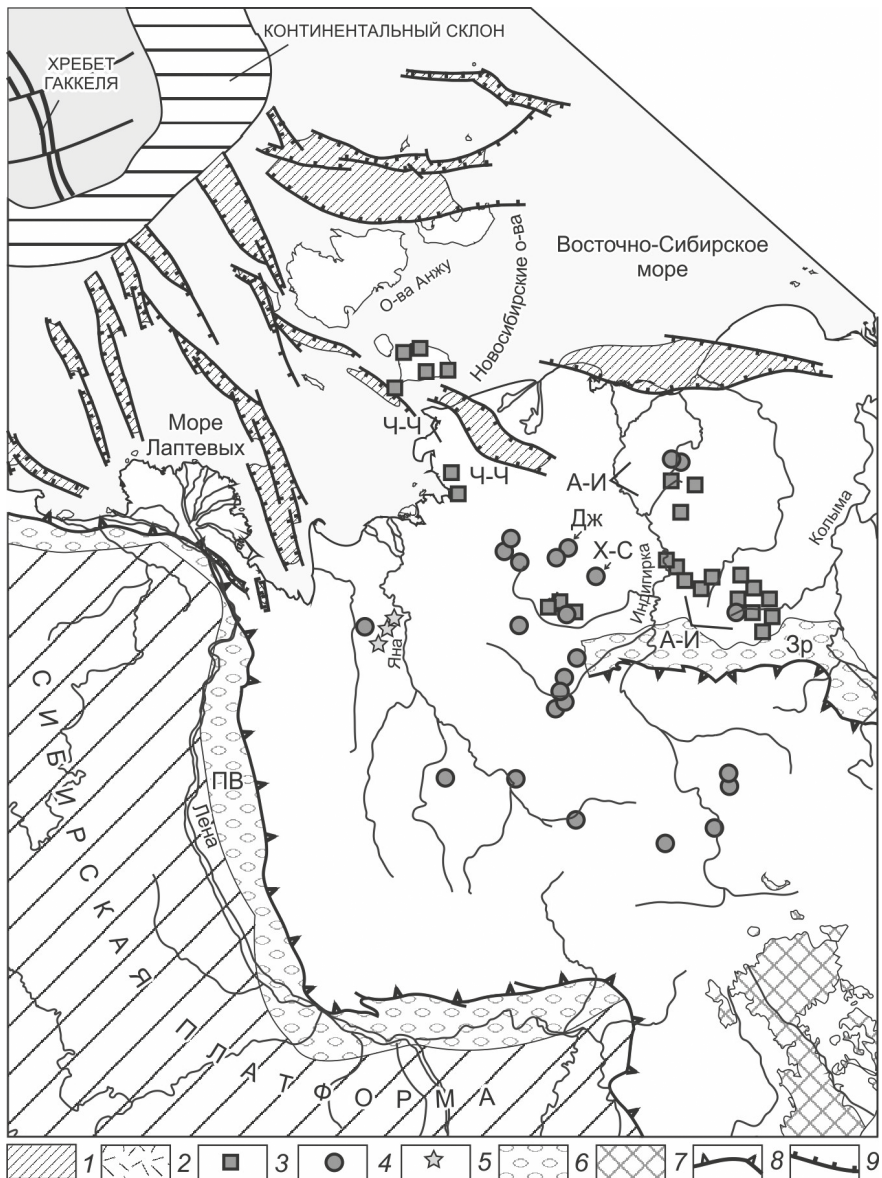


Рис. 1. Инди́гирский пояс растяжения (Тектоника..., 2001)

1 — рифтовые впадины шельфа моря Лаптевых; 2 — вулканы (А-И — Алазейско-Инди́гирская вулканическая зона, Ч-Ч — Чохчуро-Чекурдахская вулканоплутоническая зона, Дж — Джатгардахское и Х-С — Хара-Сисское вулканогенные поля); 3 — гранитоиды; 4 — анорогенные гранитоиды; 5 — гранитоиды Куларского поднятия; 6 — предгорные прогибы (ПВ — Предверхо́янский, Зр — Зырянский); 7 — Охотско-Чукотский вулканоплутонический пояс; 8 — надви́ги; 9 — сбросы.

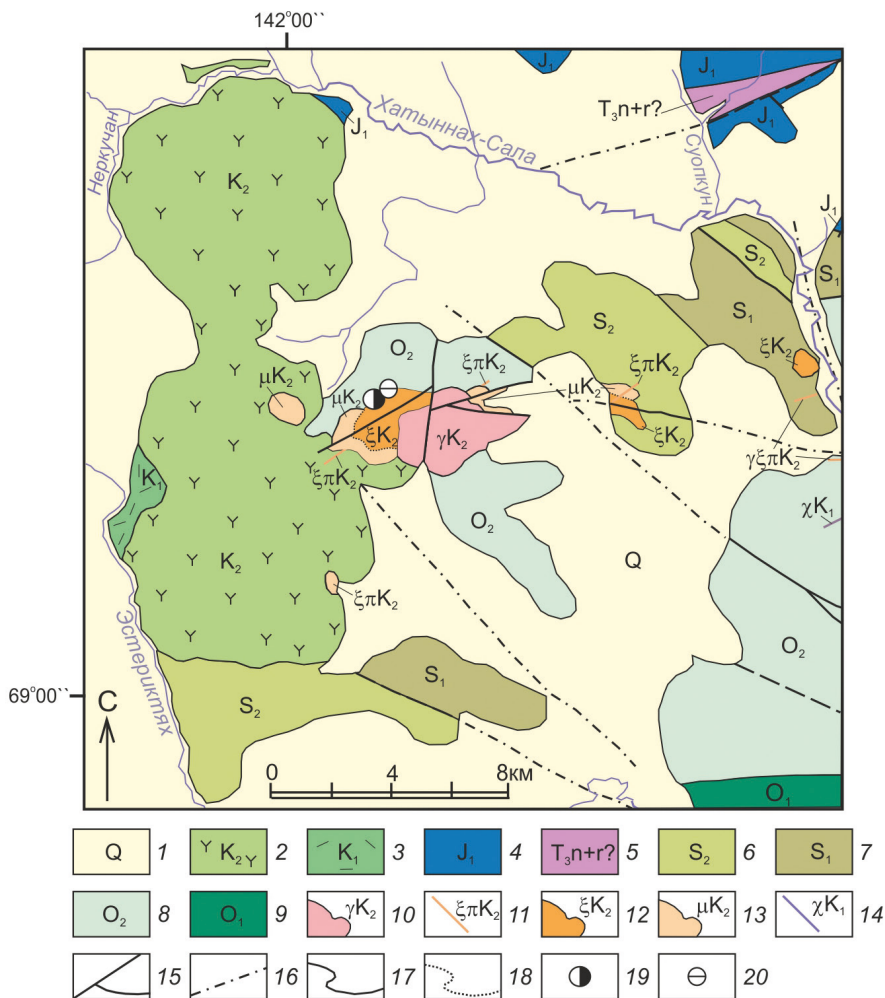


Рис. 2. Геологическая карта северо-восточной части Селеняхского антиклинория, по материалам (Самусин, 1979)

1 — четвертичные отложения (Q); 2 — верхний мел: трахибазальты, трахиандезидациты, трахиты, риолиты (K<sub>2</sub>); 3 — нижний мел: дациты, риолиты (K<sub>1</sub>); 4 — нижняя юра: аргиллиты, алевролиты, песчаники с редкими пластами известняков (J<sub>1</sub>); 5 — верхний триас, норийский и рэтский (?) ярусы: песчаники, алевролиты и аргиллиты (T<sub>3</sub>n+r?); 6 — верхний силур: известняки, доломиты, алевроито-известковистые сланцы (S<sub>2</sub>); 7 — нижний силур: известняки, алевролитистые известняки, известково-глинистые и алевроито-известковистые сланцы (S<sub>1</sub>); 8 — средний ордовик: известняки, глинистые и алевролитистые известняки, доломитизированные известняки, известково-глинистые, глинистые и глинисто-хлоритовые сланцы (O<sub>2</sub>); 9 — нижний ордовик: известковистые, хлорит-известковистые, серицит-хлоритовые, кварц-серицитовые сланцы, известняки (O<sub>1</sub>); 10 — позднемерловые граниты (γK<sub>2</sub>); 11 — позднемерловые дайки сиенит-порфиров и кварцевых сиенит-порфиров (ξπK<sub>2</sub>); 12 — позднемерловые тела сиенитов (ξK<sub>2</sub>); 13 — позднемерловые тела монзонитов и кварцевых монзонитов (μK<sub>2</sub>); 14 — раннемерловые дайки лампрофиров (χK<sub>1</sub>); 15 — тектонические нарушения; 16 — то же, предполагаемые; 17 — геологические границы, 18 — фациальные границы, 19 — рудопоявление золота; 20 — олово-вольфрамовое рудопоявление.



#### 4. Петрография и минералогия интрузивных пород

Западная половина и северный эндоконтакт Хара-Сисского массива сложены монцонитами и кварцевыми монцонитами. С ростом содержаний кварца они постепенно сменяются кварцевыми сиенитами и сиенит-порфирами, а в эндоконтактах — их мелкозернистыми и аплитовидными разновидностями. Отмечены единичные маломощные дайки кварцевых сиенит-порфиров.

Монцониты и кварцевые сиениты мелко- и среднезернистые. Структура монцонитовая или гипидиоморфнозернистая с участками пегматитовой. Породы сложены зональным андезином (45–32 % an), высокотемпературным анортоклазом с  $2V_{\text{Нр}} = 46\text{--}56^\circ$  (ort 76–88 % ab 11–23 %, an 0.2–0.7 %), пироксеном, биотитом, кварцем. Редко присутствует небольшое количество амфибола. Вкрапленники в порфировых разновидностях представлены клинопироксеном, биотитом, ортоклазом или анортоклазом. Пироксен (преимущественно магнезиоавгит) начинает кристаллизоваться еще в глубинных условиях при расчетной температуре 964–1122 °С. По высокой магнезиальности и низкой титанистости (прил. 2.1<sup>1</sup>) он сопоставим с клинопироксенами габбро-норитовых или базит-гипербазитовых ассоциаций (Рябов и Золотухин, 1977). По мере подъема расплава железистость пироксена возрастала от 11–13 % при  $P = 0.6\text{--}0.8$  ГПа до 36–37 % при  $P = 0.15\text{--}0.2$  ГПа и сохранении близкой температуры кристаллизации (1032–1054 °С, см. прил. 2.1). На границе с калишпатом пироксен иногда обрастает магнезиальным керсутитом ( $f = 33.9\%$ ), обычным для пород повышенной щелочности и, как правило, практически нацело замещенным каннилоитом. Единичные зерна жедрита — характерного минерала богатых магнием пород средней и высокой степени регионального метаморфизма — мы рассматриваем как релитовые.

Биотит магнезиальный, низкоглиноземистый (прил. 2.2) образует идиоморфные таблички и включения в пироксене и анортоклазе. По составу аналогичен биотитам габбро-гранитных или шошонитовых серий (рис. 3, а, б, в). Температуры кристаллизации, рассчитанные по разным методикам, существенно различаются: 760–800 °С (Henry et al., 2005) при содержании воды в расплаве 2–3 % и 840–980 °С (Трошин и др., 1981) при 0.5–1 % воды (рис. 3, г). Судя по парагенезису с клинопироксеном, вторые значения ближе истинным. Высокая активность кислорода и воды и аномально высокая хлора при кристаллизации были благоприятны для генерации золоторудных проявлений (Foerster, 1990).

Кварцевые сиенит-порфиры даек массивные, тонкозернистые, мелкопорфировые, с выделениями (10–20 %) зонального плагиоклаза (55–48 % an), биотита и клинопироксена, аналогичных таковым пород главной фации, реже — ортоклаза. Основная масса щелочно-полевошпатовая, с единичными зернами клинопироксена и биотита.

Акцессорная фракция (до 2 % объема пород) представлена титаномagnetитом (9–19 %  $\text{TiO}_2$ , 0.5–1.6 %  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ); F-ОН-апатитом с повышенным содержанием хлора (0.7–1.2 %), церия (0.3–0.7 %) и лантана (0.2–0.6 %); цирконом, обогащенным ураном (0.4–3.4 %), торием (0.2–1.4 %), реже — иттрием (0.2–0.8 %); ильменитом, ортитом; пиритом, пирротинном.

<sup>1</sup> Здесь и далее приложения 2.1–2.3 можно найти по электронному адресу: <https://escjournal.spbu.ru/article/view/5373/6141>. Приложения даны в авторской редакции.

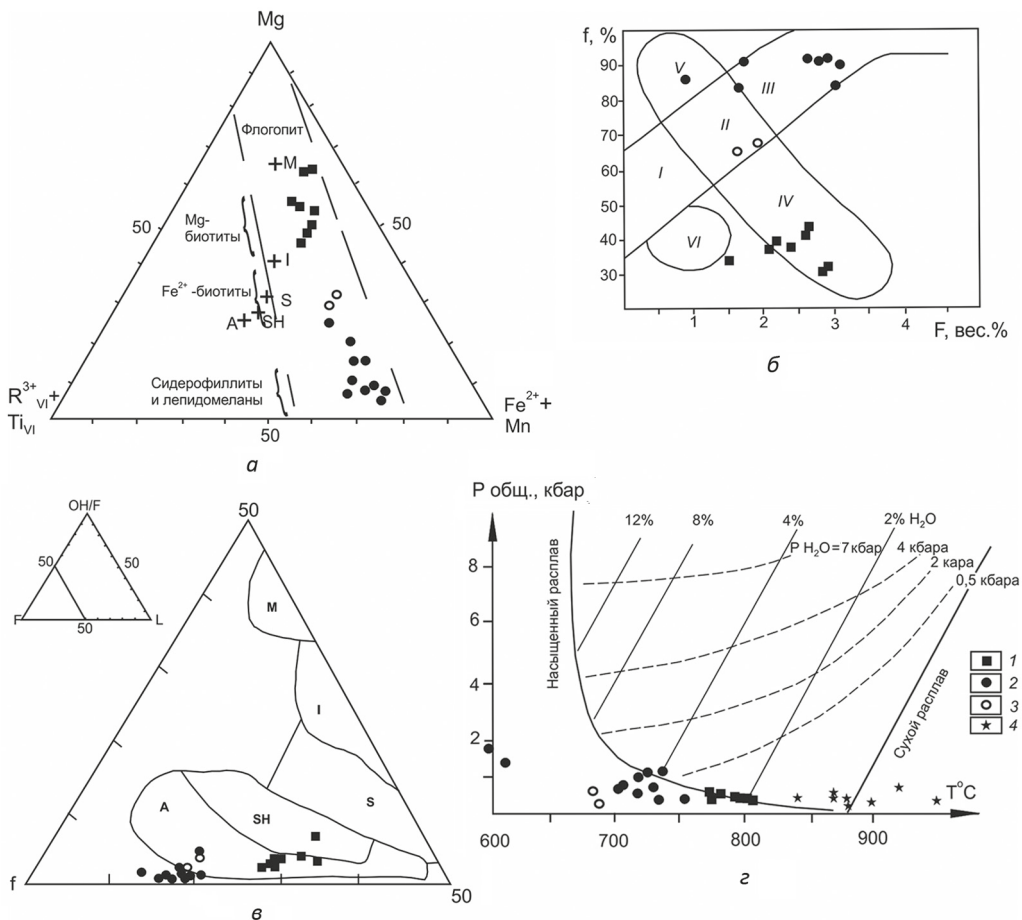


Рис. 3. Параметры составов биотитов магматических пород Хара-Сисского массива

Биотиты: 1 — монзонитов и сиенитов, 2 — гранитов, 3 — гранит-порфиров, 4 — монзонитов при определении температур кристаллизации по (Трошин и др., 1981).

а — соотношения  $R^{3+} + Ti$  — Mg —  $Fe^{2+} + Mn$  в биотитах,  $R^{3+} = Fe^{3+} + Al^{3+}$ . Поля составов и точки средних составов биотитов различных петротипов (Гусев, 2009).

б — соотношения железистости и содержаний фтора в биотитах. Поля диаграммы (Бушляков и Холоднов, 1986): I, II, III — биотиты пород гранит-лейкогранитной и гранодиорит-гранитной ассоциаций; IV, II, V — габбро-гранитных ассоциаций; VI — производных мантийных магм.

в — соотношения фтористости (ОН/F), глиноземистости (L) и железистости (f) биотитов. Поля диаграммы — биотиты стандартных типов гранитоидов (Гусев, 2009): I — мантийно-коровые островных дуг, M — мантийные, S — коровые и мантийно-коровые коллизионных обстановок, SH — постколлизийные шозонитовые, A — анорогенных обстановок.

г — P-T-диаграмма системы гранит — вода при независимых Pобщ. и  $P_{H_2O}$  (Brown, 1970).

Граниты массивные, преимущественно среднезернистые, с гранитовой, с участками микропегматитовой, структурой и многочисленными мелкими (до 2 см) миароловыми пустотками, выполненными кварц-полевошпатовыми друзами, флюоритом и игольчатыми кристаллами турмалина. Сложены граниты микроклин-пертитом, кварцем, олигоклазом и альбитом (24–4% ап), биотитом. В ядрах плагиоклаза спорадически встречаются реликты оплавленного лабрадора

(65 % an). Биотит — умеренно глиноземистый, богатый галогенами лепидомелан образует крупные изометричные таблички и сростания с микроклином и кварцем. Кристаллизуется при давлении менее 0.2 ГПа и температуре 752–580 °С из насыщенного водой расплава (от 4–6 до 10–12 % H<sub>2</sub>O), в восстановительных условиях буфера Ni-NiO при высокой активности воды и умеренной — галогенов (см. прил. 2.2). Параметры состава отвечают биотитам гранитов А-типа. Наличие среди породообразующих минералов эгирина или эгирин-авгита (Некрасов, 1962) не подтверждено.

Среди аксессуарных минералов, занимающих более 1 % объема пород, определены: флюорит; титаномагнетит (4.2–8.6 % TiO<sub>2</sub>), F-ОН-апатит (2–3.4 % F и 0.04–0.06 % Cl), циркон; ильменит, монацит, ортит, пирит, арсенопирит, содержащий до 0.2 % W и до 0.1 % Sn. В цирконе присутствуют радиоактивные включения, обуславливающие часто фиксируемые высокие концентрации U<sub>3</sub>O<sub>6</sub> (1.5–5.2 %, а в одном случае — 10.3 %) и ThO<sub>2</sub> (до 2.5 %). Монацит характеризуется высокими содержаниями церия (37–40 %), лантана (19–21 %), ниодима (10–11 %) и тория (1.4–7.4 %) при содержании U<sub>3</sub>O<sub>6</sub> 0.3–0.6 %. И. Я. Некрасовым (1962) среди аксессуариев гранитов установлены также чералит, беккелит, меланит, чевкинит и торит.

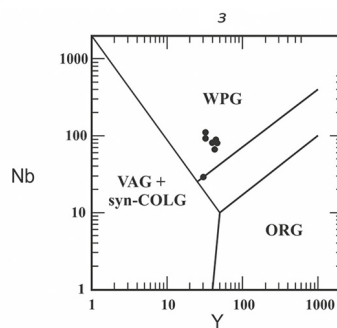
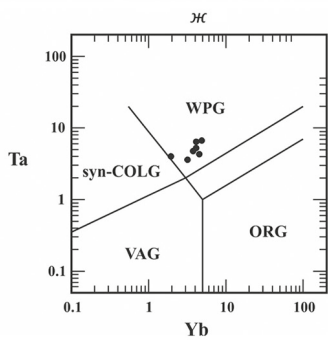
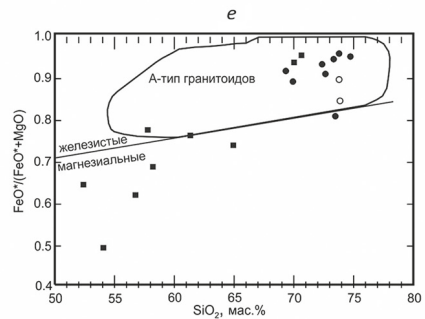
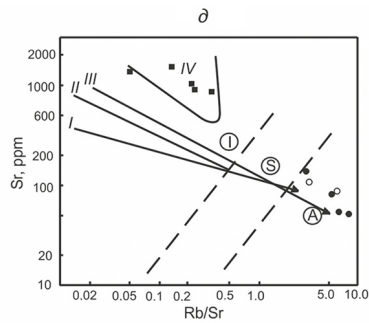
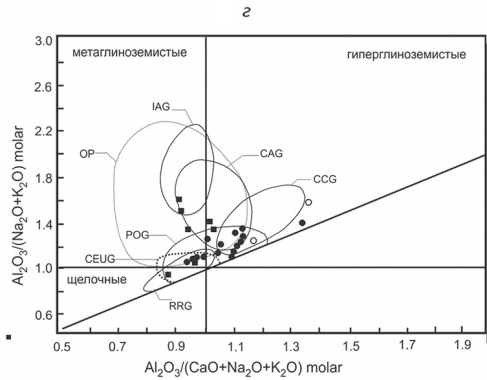
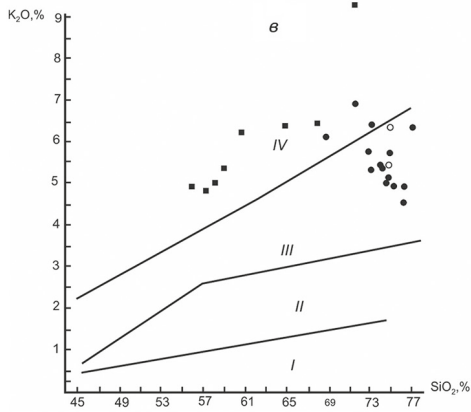
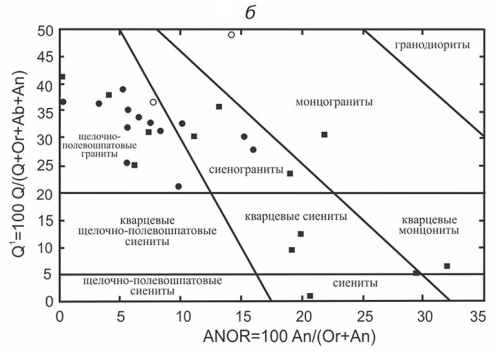
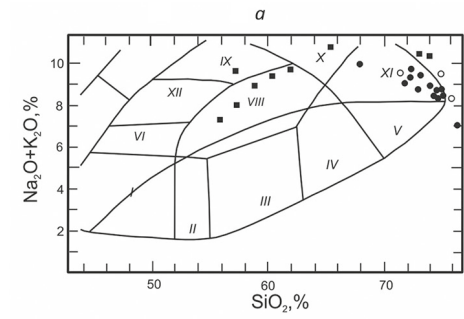
Мелкозернистые порфириовидные и аплитовидные граниты слагают мало-мощные прожилки и неправильные обособления во вмещающих гранитах главной фации. Породы массивные, гранитовой или гранофировой структуры, с выделениями кварца и санидина (в сумме до 25 %). Вмещающие вулканические породы ороговикованы, карбонатные — преобразованы в мраморы и магнетитовые и магнетит-людвигитовые скарны.

## 5. Петро- и геохимические особенности интрузивных пород

Хара-Сисский массив сложен двумя группами пород. Первую группу составляют монцониты, дающие постепенные переходы к сиенитам и кварцевым сиенитам и их порфириовым аналогам, вторую — щелочно-полевошпатовые флюоритовые граниты с отклонениями до граносиенитов и их порфириовые аналоги (прил. 2.3; рис. 4, а, б).

Породы первой группы метаглиноземистые, магнизиальные, шошонитовой серии (рис. 4, в, г), гиперстен-, реже — диопсид-гиперстен-нормативные, с преобладанием нормативного ортоклаза над альбитом (в среднем 31.9 и 24.6 %) и небольшими количествами нормативных кварца (0–12 %) и корунда (0–2 %). Индекс дифференциации  $Dl = 47–82$  %. Рассчитанные по разным авторам температуры исходного расплава близки: 1150–1200 °С (Куликова и Куликов, 2001), 1125–1175 °С (French and Cameron, 1981), 1100–1080 °С (Jung and Pfander, 2007). Расчетное давление магмогенерации для наименее дифференцированных образцов 1.7–1.9 ГПа по (Пискунов и др., 1979) или 1.5–1.7 ГПа по (Куликова и Куликов, 2001). Температура начала кристаллизации по составу пироксена 964–1122 °С (Yavuz, 2013). Вариации температур кристаллизации по программе GCDkit (Janoušek et al., 2006): 933–892 → 916–878 → 748–733 °С (температуры насыщения REE, Zr, апатитом). Основные параметры состава и соотношения Sr — Rb/Sr (рис. 4, д) отвечают посторогенным (рифтогенным) образованиям шошонитовой серии.





Граниты железистые ( $f=72-94\%$ ), высококальциевой известково-щелочной, с переходом к шошонитовой серии, метаглиноземистые или слабо пересыщенные глиноземом (см. прил. 2.3, рис. 4), гиперстен-нормативные, также с преобладанием нормативного ортоклаза над альбитом (в среднем 33.3 и 25%) и низким содержанием нормативного корунда (менее 5%, в среднем — 1.4%). Индекс дифференциации  $Dl=72-95\%$ . На диаграммах  $SiO_2 - (Na_2O + K_2O)$  и  $K_2O - SiO_2$  точки составов гранитов намечают секущие тренды, характерные для магматических образований смешанного генезиса. Расчетная (Jung and Pfander, 2007) температура расплава 1040–1050 °C и расчетные температуры его кристаллизации (Janoušek et al., 2006): 933–852 → 920–815 → 748–683 °C (температура насыщения по REE, Zr и апатиту), сопоставимы с таковыми для монзонитов и сиенитов, а расчетное давление при магмогенерации по наименее дифференцированным образцам значительно ниже — 0.7–0.8 ГПа. По всем параметрам состава породы относятся к посторогенным (внутриплитным) гранитам А-типа (см. прил. 2.3, рис. 4, е, ж, з).

По химическому составу высоким содержаниям Ba, Sr, Li (табл. 1) монзониты соответствуют породам латитовой серии, но заметно отличаются от средних для монзонитов и латитов и еще более — от данных, приводимых для этих пород, развитых на Северо-Востоке РФ, высокими содержаниями K, Rb, F (Таусон, 1977). Конечные производные монзонитового расплава, слагающие дайки кварцевых сиенит-порфиоров, отличаются от жильных дифференциатов гранитного расплава высокими концентрациями Ba (3000 г/т) и Sr (1200–1700 г/т). Монзониты геохимически специализированы на Au, Sn, Ag, вдвое превышают кларк содержания W, Mo, что с учетом кристаллизации пород при высокой активности воды и аномально высокой — хлора могло обеспечить формирование комплексных (с ведущей ролью Au) рудопроявлений. Эта специализация сохраняется и в сиенитах, но кларки концентрации Sn, Ag, Au в них заметно ниже, тогда как выраженная и в монзонитах специализация на Be, W, Mo, U, Th существенно возрастает параллельно с повышением активности фтора. Значит, в процессе дифференциации расплава, сформировавшего эту группу пород, возможна смена существенно золотой минерализации типично редкометалльной.

Рис. 4. Петрохимический состав магматических пород Хара-Сисского массива

1 — монзониты и сиениты, 2 — граниты, 3 — гранит-порфиры.

а — соотношения  $SiO_2 - (Na_2O + K_2O)$  в магматических породах. Поля диаграммы (Wilson, 1989): I — габбро; II — габбро-диориты; III — диориты, IV — гранодиориты, V — граниты; VI — субщелочное габбро; VII, VIII — монзониты; IX, X — сиениты; XI — щелочные граниты.

б — классификационная диаграмма по (Maniar and Piccoli, 1989).

в — петрохимические серии магматических пород. Поля диаграммы (Whiteford et al., 1979): I — низкокальциевая толеитовая, II — среднекальциевая известково-щелочная, III — высококальциевая известково-щелочная, IV — шошонитовая.

г — глиноземистость магматических пород. Поля диаграммы (Maniar and Piccoli, 1989): IAG — островодужные, CAG — континентальных дуг, CCG — континентальные коллизионные, POG — посторогенные, CEUG — континентального эпейрогенического воздымания, RRG — рифтогенные.

д — соотношения  $Sr - Rb/Sr$  в магматических породах. Тренды дифференциации типовых серий (Даценко, 2000): I — толеитовая островных дуг, II — известково-щелочная островных дуг, III — известково-щелочная активных окраин, IV — рифтовых зон континентов; I, S, A — петротипы гранитоидов.

е — соотношение железистости и  $SiO_2$  в породах массива. Поля по (Frost et al., 2001).

ж, з — соотношения микроэлементов в гранитах массива. Поля диаграммы — геодинамические обстановки формирования гранитов (Pearce et al., 1984): syn-COLG — синколлизионный, VAG — вулканических дуг, WPG — внутриплитные, ORG — океанических хребтов.

Таблица 1. Средние содержания микроэлементов в магматических породах  
Хара-Сисского массива (г/т, Au — мг/т)

Элементы	Монцо- ниты	Сиениты	Граниты	Гранит- порфиры	Монцо- ниты и латиты	Граниты латито- вого ряда	Плюма- зитовые редко- металль- ные гра- ниты	Редкоме- талльные граниты щелочно- го ряда
n	11	9	16	3				
K, %	4.66	4.17	4.57	4.40	2.54	3.5	3.9	3.8
Na, %	1.99	2.46	2.20	1.78	2.71	3.4	2.8	3.1
F, %	0.24/2	0.12/1	0.23/2.9	0.21/2.6	0.094	0.06	0.27	0.09
Cl, %	0.081.7	0.08/1.7	0.04/2.1	0.06/3.2				
Li	34/1.2	23/0.8	42/1.2	26//0.9	28	21	180	52
Rb	227/2.1	200/1.9	391/2.2	400/2.2	70	125	440	270
Be	6.2/6.2	19/19	17.3/4.4	17/4.4	2.1	2.2	8.8	4.8
B	11/1.2	14/1.6	21.7/1.7	9.6/0.8	20	23	27	
Sn	7.3/6.1	4.3/3.4	10.3/3.4	3.2/1.1	4.4	5	22	5.7
W	2.6/2	10/7.7	5/2.3	15/6.8	1	3	8.4	2.1
Ta	1.7/0.8	5.7/2.8	6.2/1.7	6.1/1.6				
Mo	2.5/2.4	10.5/9.5	3.8/2.5	4.4/2.9	2.4	1.7	1.5	1.8
Pb	28.5/2.4	28/2.3	57/3	29/1.5	16	23	28	20
Zn	54/0.4	82/0.6	73/1.9	22/0.6	110	70	40	43
Cu	35/0.7	15/0.3	16.3/1.6	7.9/0.8	54	8		
Ag	49/4.9	20/2	32/0.8	30/0.8	0.15	0.19		
Au	12.5/6.2	3.7/1.9	10.1/3.7		4.1	2.9	33	
Nb	20/0.6	19.4/0.6	54/2.6	56/2.7				
Zr	337/0.7	294/0.6	350/1.9	180/1				
Y	29/1.7	30.3/1.8	39/0.8	25/0.5				
Yb	3.7/0.8	3.4/0.7	4.5/1.1	3.7/0.9				
Ba	2040/1.3	2226/1.4	207/0.3	240/0.3	1470	1700	175	500
Sr	818/4.1	511/2.6	90/0.6	140/0.9	1220	700	70	170
Cr	129/64.5	95/47.5	23.4/4.2	25/4.5	70	14	4	
Ni	29/7.2	22/5.5	14/4	40/11.4	40	7	3	
V	137/4.4	76/2.5	7.4/0.2	5.8/0.2	185	45	11	
Co	16/5.3	10.7/3.6	2.8/2.8	3.2/3.2	22	3		
Sc	23.2/7.7	12/4	3.8/0.6	3/0.5				

Элементы	Монцониты	Сиениты	Граниты	Гранит-порфиры	Монцониты и латиты	Граниты латитового ряда	Плюмазитовые редкометалльные граниты	Редкометалльные граниты щелочного ряда
n	11	9	16	3				
U	5/1.7	13/4.3	7.8/2	8/2.1				
Th	23/1.8	52/4	67/3.7	97/5.4				
Сумма REE	349/1.5	604/2.6	386.9/2.1	470/2.6				
Сумма REE + Y	378	634.3	426.9	495			350	
ИР	29.2	55.8	31.0	63.8				
K/Rb	192	251	134	132	360	280	90	300
Rb/Sr	0.28	0.39	4.3	2.9	1	0.18	6.3	1.6
Ba/Rb	9	11,1	0,5	0,6	20	14	0,4	11
F x (Li + Rb)/ (Sr + Ba)	219	98	3353	2354	34,2	11,5	2281	433

*Примечание:* Анализы выполнены в лаборатории физико-химических методов анализа ИГАБМ СО РАН. n — количество анализов. В числителе — содержание микроэлемента, в знаменателе — отношение к кларку (Kk — кларк концентрации по (Овчинников, 1990). Типы гранитов и монцонитов по (Таусон, 1977). ИР — индекс рудоносности равен сумме кларков превышения по редким элементам, по (Козлов, 1985).

Петро- и геохимические особенности пород второй группы сопоставимы с таковыми плюмазитовых редкометалльных гранитов, но с отклонениями по содержаниям Li и Sr к редкометалльным гранитам щелочного ряда, к которым они ближе и по минеральному составу. Граниты сохраняют специализацию на Au, но она здесь менее выражена, что вместе с относительно невысокой активностью воды и хлора при кристаллизации делает мало вероятной возможность формирования в связи с ними проявлений золота. В то же время специализация на собственно редкие элементы (W, Hf, Th, Nb, LREE) заметно возрастает (табл. 1, 2), что согласуется с приведенным выше составом аксессуаров. обогащенных ураном, торием и редкими землями. По соотношениям  $F = \text{Li} + \text{Rb} / \text{Ba} + \text{Sr}$  (Козлов, 1985) граниты относятся к ультрарудоносным редкометалльным образованиям (рис. 5). Судя по геохимической специфике, в связи с ними реально формирование рудопроявлений LREE, Sn, W, Nb.

## 6. Обсуждение результатов

В минеральном и химическом составе монцонитов и сиенитов сочетаются признаки и коровых, и мантийных производных: соотношения  $\text{La}/\text{Yb}$  к  $\text{Yb}$  и  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  —  $\text{Yb}_N$  в наиболее основных членах ассоциации, соответствующие таковым в произ-

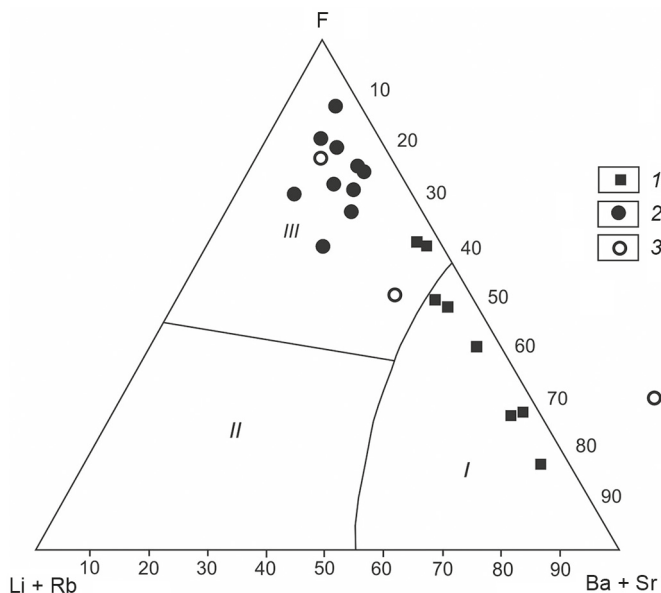


Рис. 5. Соотношения (Li+Rb) — F — (Ba+Sr) в магматических породах Хара-Сисского массива

1 — монциты и сиениты, 2 — граниты, 3 — гранит-порфиры. Поля диаграммы (Козлов, 1985): I — нерудоносные, II — ограниченно рудоносные, III — ультрарудоносные гранитоиды.

водных метасоматически обогащенного лерцолита (Drill et al., 1997; Джан и Чжан, 1987), глубина магнегенерации (до 1.9 ГПа) и состав клинопироксенов, аналогичный составам клинопироксенов габбро-норитовых или базит-гипербазитовых ассоциаций, — характерные признаки глубинных производных, тогда как присутствие жедрита, типоморфного минерала богатых магнием пород средней и высокой степени регионального метаморфизма, и невысокая основность плагиоклаза указывают на коровую природу. Значит, на данном уровне изученности наиболее вероятно смешанное происхождение материнского для монцитов и сиенитов расплава: плавление нижнекорковых субстратов при подъеме в них высокотемпературного, богатого редкоземельными и радиоактивными элементами основного расплава из горизонтов метасоматизированной мантии, и последующее частичное смешения его с возникшим коровым расплавом.

Граниты по параметрам состава: высокой железистости, низким содержаниям СаО, высоким содержаниям фтора в биотитах, обогащенности некогерентными элементами (REE, Th, U), высоким температурам магнегенерации и кристаллизации — соответствуют гранитам А-типа. Высокая температура Zr-насыщения считается одним из диагностических признаков этих гранитов и составляет для разных районов мира 800–1000°C (Eby, 1992; King et al., 1997). Близкие значения получены и для хара-сисских гранитов (920–815°C). Рассматриваемые граниты метаглиноземистые или слабо пересыщенные глиноземом. Такую группу А-гранитов П. Кинг с соавторами (King et al., 1997) выделили как «глиноземистые граниты типа А» и предположили, «что эти граниты были получены путем высоко-

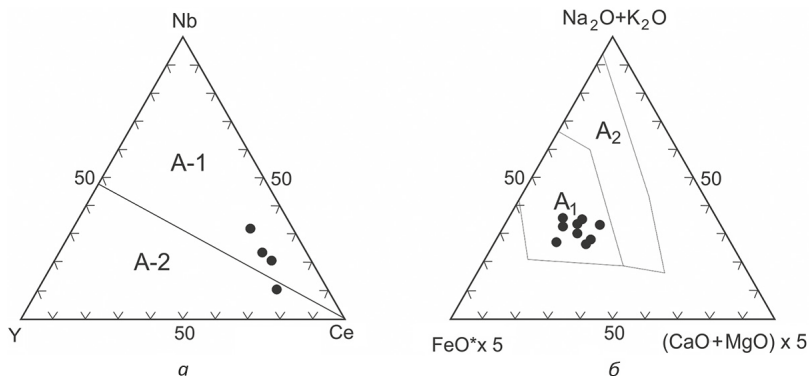


Рис. 6. Петро- и геохимические особенности гранитов Хара-Сисского массива

а — соотношения Y — Nb — Ce в гранитах. Поля диаграммы по (Eby, 1992).

б — соотношения мольных значений петрохимических компонентов. Поля диаграммы по (Гребенников, 2014): A<sub>1</sub> — граниты океанических островов, континентальных рифтов и горячих точек, сформированных из базальтового источника океанических островов, внутриплитного или рифтового окружения; A<sub>2</sub> — постколлизийные, посторогенные и анорогенные граниты, сформированные из базальтового источника островных дуг и континентальных окраин или корового источника тоналитов и гранодиоритов, или частичным плавлением коры.

котемпературного частичного плавления фельзитового инфракрустального источника».

Соотношения в гранитах  $(La/Yb)_N - Yb_N$  (Джан и Чжан, 1987), как и высокие первичные изотопные отношения стронция ( $I_0 = 0.71182 \pm 0.00017$ ), указывают на коровую природу протолита с возрастом магмоформирующего субстрата  $1980 \pm 19$  млн лет — палеопротерозой (Трунилина и др., 2008). В то же время точки составов гранитов на петрохимических диаграммах намечают тренды, секущие тренды нормальной эволюции, а на диаграмме Y — Nb — Ce локализуются в поле гранитов A<sub>1</sub> (рис. 6, а). Согласно работам Г.Эби, образование таких гранитов связано с плюмами или горячими точками ОИВ-типа, тогда как для гранитов группы A<sub>2</sub> субстратами магмогенерации являлись субконтинентальная литосфера или нижняя кора (Eby, 1992). А.В.Гребенниковым предложена новая диаграмма для различия гранитов А-типа разного происхождения. На этой диаграмме точки составов хара-сисских гранитов также локализуются в поле гранитов A<sub>1</sub>, характеризующем геодинамические обстановки океанических островов и континентальных рифтов (Гребенников, 2014) (см. рис. 6, б). Мы не склонны относить рассматриваемые граниты к мантийным производным. Этому противоречат как высокие значения  $I_0$  (хотя М. Loisel и D. Wones (1979) указывают на широкие его вариации для А-гранитов: 0.703–0.711), так и расчетные параметры магмогенерации гранитов. По данным (Dall’Agnol and Olivera, 2007), материнские расплавы А-гранитов магнетитовой серии также генерировались в породах нижней коры. Расчетные параметры магмогенерации для монцонитов составляли 1.7–1.9 ГПа, а для гранитов — 0.7–0.8 ГПа, тогда как температуры расплавов и температуры их кристаллизации сопоставимы. Все эти факты позволяют предполагать, что формирование и кристаллизация гранитного расплава шли при посту-



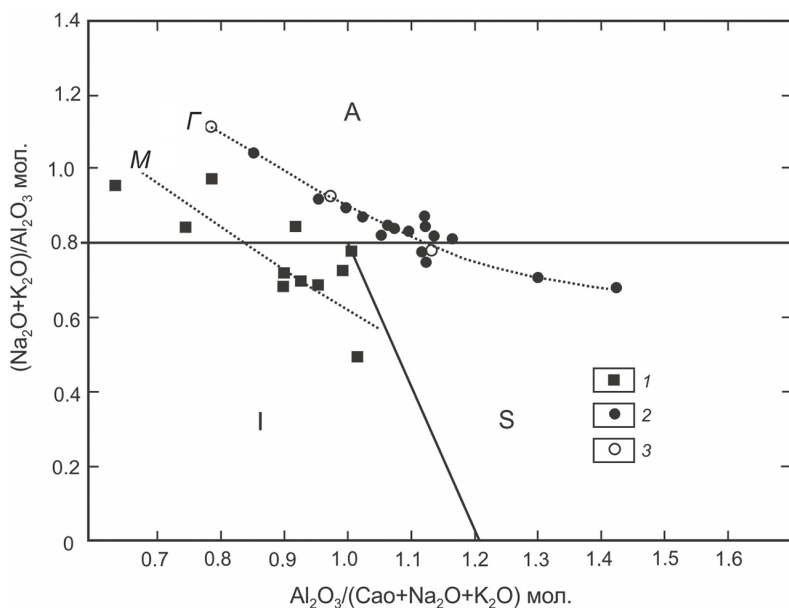


Рис. 7. Петротипы магматических пород Хара-Сисского массива

1 — монциты и сиениты, 2 — граниты, 3 — гранит-порфиры. Поля диаграммы — гранитоиды I-, S- и A-типов (Maeda, 1990).

плении дополнительного тепла в коровые субстраты на уровень магмогенерации. Это согласуется с мнением большинства исследователей, занимавшихся проблемами А-гранитов, показавших, что такие температуры обычно не достигаются в земной коре, т.е. вовлеченность мафических магм, или высоких мантийных тепловых потоков, является необходимостью» для генерации расплавов, формирующих граниты А-типа (Eby, 1992; Bonin, 1996; King et al., 1997).

На большинстве дискриминационных диаграмм (рис. 4, 7) точки составов монцитов и сиенитов, с одной стороны, и флюоритовых гранитов, — с другой, намечают разные тренды или располагаются в разных полях, что говорит о разных источниках расплавов и разных путях их кристаллизации и, следовательно, Хара-Сисский массив является полиформационным. В то же время на диаграмме  $Al/(Fe + Mg) — Ca/(Fe + Mg)$  (рис. 8) точки составов всех магматических пород массива образуют единый тренд, независимый по отношению к границам полей частичного плавления различных субстратов, т.е. можно полагать, что имела место единая причина становления массива.

Магматические породы Хара-Сисского массива и от коровых производных, и от производных примитивной мантии отличаются высокими содержаниями Rb, Th, U, REE (табл. 1, 2, рис. 9), которые возрастают от монцитов к гранитам. Вместе с повышенными концентрациями галогенов и общностью геохимической специализации на Au, Sn, W это позволяет предполагать воздействие на магмоформирующие субстраты усиливающегося во времени богатого этими элементами потока флюидов. Такие повышенные содержания REE присущи прежде всего щелочным базальтоидным расплавам — производным метасоматизированной мантии (Лес-

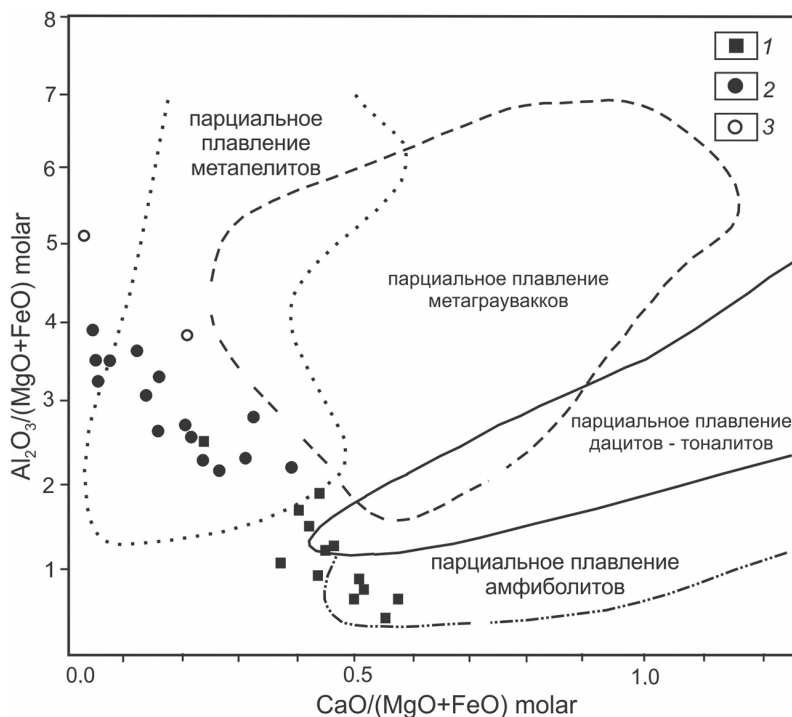


Рис. 8. Соотношения  $Al/(Mg + Fe) - Ca/(Mg + Fe)$  в магматических породах Хара-Сисского массива

1 — монцониты и сиениты, 2 — граниты, 3 — гранит-порфиры. Поля диаграммы — субстраты магмогенерации (Gerdes et al., 2000).

нов, 2009), что подтверждается и наличием в пределах территории даек трахибазальтов и трахидолеритов, обогащенных редкоземельными элементами с суммой REE 455 г/т при среднем для монцонитов и сиенитов 356 г/т и для гранитов 454 г/т и сумме кларковых значений REE для диоритов 97 г/т, для гранитов 190 г/т и для сиенитов 235 г/т.

По результатам ИСП-МС-анализа (табл. 2), для гранитов, монцонитов и сиенитов массива был определен лантаноидный тетрадный эффект фракционирования редкоземельных элементов. Согласно теоретическим представлениям (Irber, 1999; Ясныгина и Рассказов, 2008; Гусев и Гусев, 2011), этот эффект отражает нарушение формы спектра нормированных по хондриту содержаний редкоземельных элементов. По данным большинства исследователей, магматическим породам присущи два типа тетрад-эффектов: M (выпуклый) и W (вогнутый). M-тип характеризует дифференцированные серии гранитоидов, W-тип проявляется при взаимодействии расплава с богатыми водой флюидами. Тетрад-эффект рассчитывается либо по сумме значений первой, третьей и четвертой тетрад, либо по сумме третьей и четвертой тетрад. Он считается значимым при суммарном значении  $TEi < 0.9$  (W-тип) и  $TEi > 1.1$  (M-тип). Для исследованных образцов суммарный эффект равен 0.92–0.95. Однако рассмотрение эффекта по тетрадам обнаруживает для всех исследованных образцов по первой тетраде несколько превышающий

Таблица 2. Содержание редкоземельных и радиоактивных элементов в магматических породах Хара-Сисского массива и параметры тетрад-эффетков

№ обр.	O159/4 гранит	O163/7 гранит	O159/5 гранит- порфир	O166/14 грано- сиенит	O166/16 гранит	O166/17 лейко- гранит	P2388/5 сиенит	P2388/10 монцонит
Be	20.1	15.6	16.9	6.8	20	18	6.8	5.7
Nb	84	95	71	29	78	76	27	24
Zr	380	844	309	382	622	565	385	368
Ta	75	5.4	6.1	1.8	5.5	5.8	1.78	1.54
Y	45	39	45	38	42	44	34	34
Th	95	52.5	97	25	83	96	21	21
U	7.5	7.95	8	5.1	20	16	5.7	4.9
Hf	15	21	12	9.6	19	18	9.8	9.2
La	101	64.7	109	78	149	149	83	73
Ce	198	161	220	155	273	293	162	146
Pr	20	18.6	22	18	28	30	18	17
Nd	62	65.5	69.5	63.1	86	93.4	65.7	60.5
Sm	10.55	12.25	11.90	11.75	13.48	14.75	11.95	11.15
Eu	0.295	0.55	0.3	2.94	0.59	0.54	2.86	2.61
Gd	11.92	12.45	13.73	12.84	16.34	17.62	12.43	11.77
Tb	1.38	1.43	1.47	1.42	1.52	1.68	1.33	1.28
Dy	8.3	8.1	8.7	7.7	8.9	9.3	7.2	7
Ho	1.57	1.41	1.55	1.34	1.46	1.6	1.17	1.21
Er	5.07	4.33	4.98	3.88	4.65	4.98	2.52	3.4
Tm	0.79	0.61	0.75	0.5	0.69	0.74	0.45	0.45
Yb	5.45	4.15	5.15	3.3	4.83	5.15	2.87	2.96
Lu	0.85	0.65	0.82	0.5	0.78	0.79	0.44	0.44
T <sub>1</sub>	1.12	1.11	1.13	1.09	1.09	1.12	1.03	1.12
T <sub>3</sub>	0.85	0.88	0.84	0.82	0.82	0.81	0.88	0.86
T <sub>4</sub>	0.87	0.83	0.85	0.84	0.84	0.86	0.81	0.82
Сумма T	0.95	0.94	0.94	0.92	0.92	0.93	0.91	0.93
T-Zr <sup>o</sup> C	858	920	951	840	878	881	846	815

Примечание: ИСП-МС-анализ выполнен под руководством О.В. Зарубиной в Институте геохимии СО РАН, г. Иркутск. Расчет тетрад-эффетков по (Irber, 1999), расчет температуры насыщения Zr — по программе GCDkit (Janoušek et al., 2006).

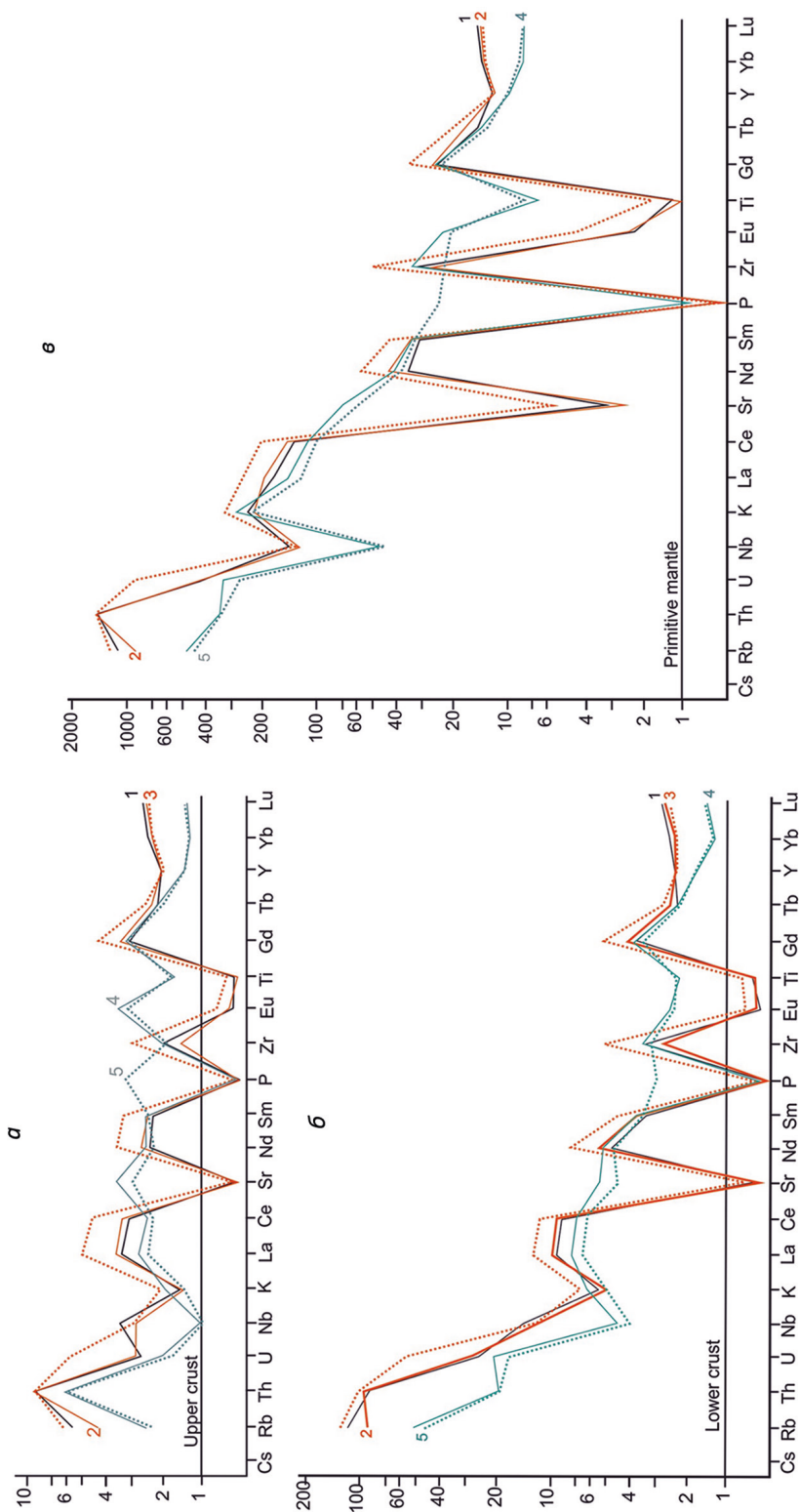


Рис. 9. Слайдер-диаграммы для магматических пород Хара-Сисского массива  
 1, 2 — граниты, 3 — гранит-порфир, 4 — монцитит, 5 — сиенит. Нормировано по (Тейлор и Мак-Леннан, 1988).

единицу тетрад-эффект М-типа, указывающий на ограниченное проявление процесса кристаллизационной дифференциации для обеих групп пород. Более значительный и также близкий для всех пород тетрад-эффект W-типа определен для третьей и четвертой тетрад, что позволяет предполагать интенсивное взаимодействие расплавов с общим потоком флюидов в процессе становления как монцититов — сиенитов, так и гранитов Хара-Сисского массива.

## 7. Заключение

Полученный в процессе исследований фактический материал свидетельствует о полиформационности Хара-Сисского массива. Материнский для монцититов и сиенитов расплав сформирован при частичном смешении нижнекорового расплава и расплава, поступавшего из горизонтов метасоматизированной мантии. Флюоритовые граниты, по всем параметрам состава отвечающие гранитам А-типа, кристаллизовались из самостоятельного исходного расплава, генерированного по коровым субстратам при поступлении в них тепла и богатых REE, Y, U и Th флюидов из внешнего (глубинного) источника. Высокие содержания этих элементов во всех породах массива, сопоставимые с таковыми только в метасоматизированной мантии, и их возрастание от монцититов к гранитам позволяет сделать вывод о существовании такого потока в течение всех этапов становления массива и усилении его во времени.

## Литература

- Бушляков, И. Н., Холоднов, В. В. (1986). *Галогены в петрогенезисе гранитоидов*. Москва: Недра.
- Владимиров, А. Г., Анникова, И. Ю., Антипин, В. С. (2007). Онгонит-эльвановый магматизм Южной Сибири. *Литосфера*, (4), 21–40.
- Геологическая карта СССР. Лист R-53-55 (Депутатский). М. 1:1 000 000 (новая серия). *Объяснительная записка*. (1992). Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ.
- Гребенников, А. В. (2014). Гранитоиды А-типа: проблемы диагностики, формирования и систематики. *Геология и геофизика*, 55 (9), 1356–1373.
- Гусев, А. И. (2009). Типизация гранитоидов на основе составов биотитов. *Успехи современного естествознания*, (4), 54–57.
- Гусев, А. И., Гусев, А. А. (2011). Тетрадный эффект фракционирования редкоземельных элементов и его использование в решении проблем петрологии гранитоидов. *Успехи современного естествознания*, (5), 45–49.
- Даденко, В. М. (2000). Петрогеохимическая типизация гранитоидов юго-западного обрамления Сибирской платформы. В: *Материалы Второго всероссийского петрографического совещания*. Т. 2. Сыктывкар: Коми НЦ РАН, 270–274.
- Джан, Б.-М., Чжан, З.-К. (1987). Радиометрический возраст (Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb) и геохимия редкоземельных элементов в архейских гранулитовых гнейсах восточной части провинции Хэбэй, Китай. В: *Геохимия архея*. Москва: Мир, 250–284.
- Козлов, В. Д. (1985). *Геохимия и рудоносность гранитоидов редкометалльных провинций*. Новосибирск: Наука.
- Куликова, В. В., Куликов, В. С. (2001). *Петрохимическая классификация магматических пород*. Петрозаводск: КарНЦ РАН.
- Леснов, Ф. П. (2009). *Редкоземельные элементы в ультрамафических и мафических породах и их минералах*. Книга 1. Главные типы пород, породообразующие минералы. Новосибирск: Гео.
- Некрасов, И. Я. (1962). *Магматизм и рудоносность северо-западной части Верхояно-Чукотской складчатой области*. Москва: Наука.
- Овчинников, Л. Н. (1990). *Прикладная геохимия*. Москва: Недра.

- Пискунов, Б. М., Абдурахманова, А. И., Ким, Ч. У. (1979). Соотношение «состав — глубина» для вулканов Курильской островной дуги и его петрологическое значение. *Вулканология и сейсмология*, (4), 57–67.
- Рябов, В. В., Золотухин, В. В. (1977). *Минералы дифференцированных траппов*. Новосибирск: Наука.
- Самусин, А. И. (1979). *Государственная геологическая карта СССР. М. 1:200 000. Серия Яно-Индижирская. Лист R-54-XXIX-XXX. Объяснительная записка*. Москва: Недра.
- Ставский, А. П. (1982). Нижнеиндижирская рифтовая зона — новый элемент структуры Северо-Востока СССР. *Доклады АН СССР*, 262 (6), 1443–1446.
- Таусон, Л. В. (1977). *Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов*. Москва: Наука.
- Тейлор, С. Р., Мак-Леннан, С. М. (1988). *Континентальная кора, ее состав и эволюция*. Москва: Мир.
- Тектоника, геодинамика и металлогения Республики Саха (Якутия)*. (2001). Москва: МАИК «Наука/Интерпериодика».
- Трошин, Ю. П., Гребенщикова, В. И., Антонов, А. Ю. (1981). Летучие компоненты в биотитах и металлогеническая специализация интрузий. В: *Минералогические критерии оценки рудоносности*. Ленинград: Наука.
- Трунилина, В. А., Орлов, Ю. С., Роев, С. П., Зайцев, А. И. (2008). Состав и генетические аспекты формирования гранитов А-типа Верхояно-Колымской складчатой области. *Отечественная геология*, (5), 99–109.
- Трунилина, В. А., Орлов, Ю. С., Роев, С. П. (2007). Меловой вулканизм Джухтардахского поля (Верхояно-Колымская орогенная область). *Отечественная геология*, (1), 83–91.
- Трунилина, В. А., Роев, С. П. (2019). Меловой вулканизм Хара-Сисского поля (Верхояно-Колымская орогенная область). *Природные ресурсы Арктики и Субарктики*, 24 (3), 64–79.
- Трунилина, В. А., Роев, С. П., Зайцев, А. И. (2018). Петрология гранитоидов юго-восточных районов хр. Полоусного (Верхояно-Колымская орогенная область). *Природные ресурсы Арктики и Субарктики*, (3), 53–70.
- Ясныгина, Т. А., Рассказов, С. В. (2008). Редкоземельные спектры с тетрад-эффектом: проявление в палеозойских гранитоидах окинской зоны Восточного Саяна. *Геохимия*, (8), 877–889.
- Bonin, B. (1996). A-type granite ring complexes: Mante origin through crustal filters and the anortosite-rapakivi magmatism connection. *Petrol and Geochem Magm. Suites Rocks Contin. and Okean. Grusts. Bruxelles*, 201–217.
- Brown, G. G. (1970). A comment on the role of water in the partial fusion of crystal rocks. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 9, 13–22.
- Collins, W. E., Beams, S. D., White, A. J. and Chappel, B. W. (1982). Nature and origin of A-type granites with particular reference to South-eastern Australia. *Contrib. Miner. Petrol.*, 80 (2), 189–200.
- Dall'Agnol, R. and Olivera, D. C. (2007). Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajas, Brasil: implications for classification and petrogenesis of A-type granites. *Lithos*, 93, 215–233. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.03.065>
- Drill, S. I., Kuzmin, M. I., Tsipukova, S. S. and Zonenshain, L. P. (1997). Geochemistry of basalts from the West Woodlark, Lau and Manus basins: implication for their petrogenesis and source rock composition. *Marine Geology*, 142, 57–83.
- Eby, G. N. (1992). Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, 20, 641–644.
- Foerster, H. J. (1990). Halogen Fugicities (HF, HCl) in Melts and Fluids. A. Surv. of Published Data. *Z. Geol. Wissenschaften*, 18, 255–266.
- French, W. J. and Cameron, E. P. (1981). Calculation on the temperature of crystallization of silicates from basaltic melts. *Mineral Mag.*, 44 (3), 19–26.
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J. and Frost, C. D. (2001). A geochemical classification for granitic rocks. *J. Petrology*, 42, 1771–1802.
- Gerdes, A., Wornor, G. and Henk, A. (2000). Post-collisional granite generation and HT-LP metamorphism by radiogenic heating: the Variscan South Bohemian Batholith. *J. Geol. Soc. London*, 157, 577–587.
- Henry, D. A., Guidotti, Ch. V. and Thompson, J. A. (2005). The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: implication for geothermometry and Ti-substitution mechanism. *Amer. Miner.*, 90, 316–328.



- Irber, W. (1999). The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu\*, Sr/Eu, Y/Ho, and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suites. *Geochem. Cosmochem. Acta*, 63 (3–4), 489–508.
- Janoušek, V., Farrow, C. M. and Erban, V. (2006). Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *J. of Petrology*, 47, 1255–1259.
- Jung, S. and Pfänder, J. A. (2007). Source composition and melting temperatures of orogenic granitoids — constraints from CaO/Na<sub>2</sub>O, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> and accessory mineral saturation thermometry. *European Journal of Mineralogy*, 19 (6), 859–870. <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2007/0019-1774>
- King, P. L., White, A. J. R., Chappell, B. W. and Allen, C. M. (1997). Characterization and Origin of aluminous A-type Granites from the Lachlan Fold Belt, Southeastern Australia. *J. Petrology*, 38 (3), 371–391.
- Loiselle, M. C. and Wones, D. R. (1979). Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geol. Soc. Amer., Abstr with Progr.*, 11, 468.
- Maeda, J. (1990). Opening of the Kuril Basin deduced from the magmatic history of Central Hokkaido, northern Japan. *Tectonophysics*, 174, 235–255.
- Maniar, P. D. and Piccoli, P. M. (1989). Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101, 635–643.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. and Tindle, A. G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of the granitic rocks. *J. Petrology*, 25 (44), 956–963.
- Wilson, M. (1989). *Igneous petrogenesis*. London: Unwin Hayman.
- Whiteford, D. G., Nicholls, I. A. and Taylor, S. R. (1979). Spatial variations in the geochemistry of quaternary lavas across the Sunda arc in Java and Bali. *Contribs. Mineral. And Petrol.*, 70, 341–356.
- Xu, B., Yan, G., Zhang, Ch., Li, Zh. and He, Zh. (1998). Petrologic subdivision and substance source of A-type granites. *Earth Sci. Front*, 5 (3), 113–124.
- Yavuz, F. (2013). Win Pyrox: A Windows program for pyroxene calculation classification and thermobarometry. *Amer. Mineral.*, 98, 1338–1359.

Статья поступила в редакцию 3 июля 2019 г.  
Статья рекомендована к печати 15 июня 2020 г.

#### Контактная информация:

Трунилина Вера Аркадьевна — v.a.trunilina@diamond.ysn.mail.ru  
Роев Сергей Прокопьевич — sproev@mail.ru

### **Petrology of magmatic rocks of the Khara-Sis massif (Northern Verkhoyansk-Kolyma orogenic region)**

V. A. Trunilina, S. P. Roev

Diamond and Precious Metal Geology Institute of the Siberian Branch  
of the Russian Academy of Sciences,  
39, pr. Lenina, Yakutsk, 677000, Russian Federation

**For citation:** Trunilina V. A., Roev S. P. (2020). Petrology of magmatic rocks of the Khara-Sis massif (Northern Verkhoyansk-Kolyma orogenic region). *Vestnik of Saint Petersburg University. Earth Sciences*, 65 (3), 528–551. <https://doi.org/10.21638/spbu07.2020.307> (In Russian)

The article discusses the specific composition of igneous rocks of the Late Cretaceous monzonite-syenite-granite Khara-Sis massif, localized at the intersection of long-lived faults in the northeastern part of the Selennyakh anticlinorium. In most discriminatory diagrams, the points of monzonite and syenite compositions, on the one hand, and fluorite granites, on the other, set different trends, which indicates different sources of melts and different ways of their crystallization. Based on these data, typomorphism of rock-forming, accessory, and restite minerals, and the nature of the distribution of trace elements in the rocks, it is concluded that

the massif is multi-formation. Monzonites and syenites correspond to post-orogenic formations of the shoshonite series and have mantle-crustal origin. The initial melt was formed at the specified temperature of 1050–1060 °C and a pressure of 1.7–1.9 GPa as a result of partial mixing of the lower crust melt and the melt inflowing from the horizons of the metasomatized mantle. Model Rb-Sr values of granites characterize them as crustal formations. According to all parameters of composition they belong to post-orogenic A-type granites. The disparity between high temperatures of the parent melt (1000–1025 °C), comparable to high temperatures of monzonite melt, at a significantly lower pressure of magma generation (0.7–0.8 GPa), indicates that granite was formed in the crust upon heat inflow from an outer (deep) source. All rocks of the massif have high contents of REE, Y, U and Th, increasing from monzonites to granites and are comparable with contents of REE, Y, U and Th only in the metasomatized mantle. It is concluded that deep fluids rich in these elements were supplied into crust substrates during the formation of the granite chamber, and an increase of the flow of deep substrates.

*Keywords:* monzonite, syenite, granite, typomorphism of minerals, mantle-crust magma generation, crystallization, geochemical specialization.

## References

- Bonin, B. (1996). A-type granite ring complexes: Mante origin through crustal filters and the anortosite-rapakivi magmatism connection. *Petrol and Geochem Magm. Suites Rocks Contin. and Okean. Grusts. Bruxelles*, 201–217.
- Brown, G. G. (1970). A comment on the role of water in the partial fusion of crystal rocks. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 9, 13–22.
- Bushliakov, I. N. and Kholodnov, V. V. (1986). *Halogens in the petrogenesis of granitoids*. Moscow: Nedra Publ. (In Russian)
- Collins, W. E., Beams, S. D., White, A. J. and Chappel, B. W. (1982). Nature and origin of A-type granites with particular reference to South-eastern Australia. *Contrib. Miner. Petrol.*, 80 (2), 189–200.
- Dall'Agnol, R. and Olivera, D. C. (2007). Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajas, Brasil: implications for classification and petrogenesis of A-type granites. *Lithos*, 93, 215–233. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.03.065>
- Datsenko, V. M. (2000). Petrogeochemical typing of granitoids of the South-Western border of the Siberian platform. In: *Materials of the second All-Russian petrographic meeting*. T. 2. Syktyvkar: Komi Research Centre, RAN, Publ., 270–274. (In Russian)
- Djan, B.-M. and Chjan, Z.-K. (1987). Radiometric age (Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb) and Geochemistry of rare earth elements in Archean granulitic gneiss of Eastern Hebei province, China. In: *Geokhimiia arkheia*. Moscow: Mir Publ., 250–284. (In Russian)
- Drill, S. I., Kuzmin, M. I., Tsipukova, S. S. and Zonenshain, L. P. (1997). Geochemistry of basalts from the West Woodlark, Lau and Manus basins: implication for their petrogenesis and source rock composition. *Marine Geology*, 142, 57–83.
- Eby, G. N. (1992). Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, 20, 641–644.
- Foerster, H. J. (1990). Halogen Fugicities (HF, HCl) in Melts and Fluids. A. Surv. of Published Data. *Z. Geol. Wissenschaften*, 18, 255–266.
- French, W. J. and Cameron, E. P. (1981). Calculation on the temperature of crystallization of silicates from basaltic melts. *Mineral Mag.*, 44 (3), 19–26.
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J. and Frost, C. D. (2001). A geochemical classification for granitic rocks. *J. Petrology*, 42, 1771–1802.
- Geological map of the USSR. Sheet R-53-55 (Deputatsky). Scale 1:1 000 000 (nev. series)*. (1992). St. Petersburg: Russian Geological Research Institute Press. (In Russian)
- Gerdes, A., Wornor, G. and Henk, A. (2000). Post-collisional granite generation and HT-LP metamorphism by radiogenic heating: the Variscan South Bohemian Batholith. *J. Geol. Soc. London*, 157, 577–587.
- Grebennikov, A. V. (2014). Granitoids of A-type: problems of diagnostics, formation and systematics. *Geologiya i geofizika*, 55 (9), 1356–1373. (In Russian)

- Gusev, A. I. (2009). Typification of granitoids on the basis of biotite composition. *Uspekhi sovremennogo estestvoznaniia*, (4), 54–57. (In Russian)
- Gusev, A. I. and Gusev, A. A. (2011). Tetrad effect of fractionation of rare earth elements and its use in solving problems of petrology of granitoids. *Uspekhi sovremennogo estestvoznaniia*, (5), 45–49.
- Henry, D. A., Guidotti, Ch. V. and Thompson, J. A. (2005). The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: implication for geothermometry and Ti-substitution mechanism. *Amer. Miner.*, 90, 316–328.
- Irber, W. (1999). The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu\*, Sr/Eu, Y/Ho, and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suites. *Geochem. Cosmochem. Acta*, 63 (3–4), 489–508.
- Janoušek, V., Farrow, C. M. and Erban, V. (2006). Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *J. of Petrology*, 47, 1255–1259.
- Jung, S. and Pfänder, J. A. (2007). Source composition and melting temperatures of orogenic granitoids — constraints from CaO/Na<sub>2</sub>O, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> and accessory mineral saturation thermometry. *European Journal of Mineralogy*, 19 (6), 859–870. <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2007/0019-1774>
- King, P. L., White, A. J. R., Chappell, B. W. and Allen, C. M. (1997). Characterization and Origin of aluminous A-type Granites from the Lachlan Fold Belt, Southeastern Australia. *J. Petrology*, 38 (3), 371–391.
- Kozlov, V. D. (1985). *Geochemistry and ore content of granitoids of rare-metal provinces*. Novosibirsk: Nauka Publ. (In Russian)
- Kulikova, V. V. and Kulikov, V. S. (2001). *Petrochemical classification of igneous rocks*. Petrozavodsk: Karelian Research Centre, RAN, Publ. (In Russian)
- Lesnov, F. P. (2009). *Rare earth elements in ultramafic and mafic rocks and their minerals*. Book 1. The main types of rocks, rock-forming minerals. Novosibirsk: Geo Publ. (In Russian)
- Loiselle, M. C. and Wones, D. R. (1979). Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geol. Soc. Amer., Abstr with Progr.*, 11, 468.
- Maeda, J. (1990). Opening of the Kuril Basin deduced from the magmatic history of Central Hokkaido, northern Japan. *Tectonophysics*, 174, 235–255.
- Maniar, P. D. and Piccoli, P. M. (1989). Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101, 635–643.
- Nekrasov, I. Ya. (1962). *Magmatism and ore content of the North-Western part of the Verkhoyano-Chukotka folded region*. Moscow: Nauka Publ. (In Russian)
- Ovchinnikov, L. N. (1990). *Applied geochemistry*. Moscow: Nedra Publ. (In Russian)
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. and Tindle, A. G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of the granitic rocks. *J. Petrology*, 25 (44), 956–963.
- Piskunov, B. M., Abdurakhmanova, A. I. and Kim, Ch. U. (1979). “Composition — depth” ratio for the volcanoes of the Kuril island arc and its petrological value. *Vulkanologiya i seismologiya*, (4), 57–67. (In Russian)
- Riabov, V. V. and Zolotukhin, V. V. (1977). *Minerals of differentiated trap*. Novosibirsk: Nauka Publ. (In Russian)
- Samusin, A. I. (1979). *State geological map of the USSR. Scale 1:200 000. Series Yano-Indigirskaya. Map sheet R-54-XXIX–XXX. Explanatory note*. Moscow: Nedra Publ. (In Russian)
- Stavskii, A. P. (1982). Lower Indigirka rift zone — new element of the structure of the North-East of the USSR. *Doklady Akademii Nauk SSSR*, 262 (6), 1443–1446. (In Russian)
- Tauson, L. V. (1977). *Geochemical types and potential ore content of granitoids*. Moscow: Nauka Publ. (In Russian)
- Teilor, S. R. and Mak-Lennan, S. M. (1988). *Continental crust, composition and evolution*. Moscow: Mir Publ. (In Russian)
- Tectonics, geodynamics and metallogeny of the Republic of Sakha (Yakutia)*. (2001). Moscow: MAIK “Nauka/Interperiodika” Publ. (In Russian)
- Troshin, Iu. P., Grebenshchikova, V. I. and Antonov, A. Iu. (1981) Volatile components in biotite and metallogenic specialization of intrusions. In: *The mineralogical criteria of ore content*. Leningrad: Nauka Publ., 73–83. (In Russian)
- Trunilina, V. A., Orlov, Iu. S., Roev, S. P. and Zaitsev, A. I. (2008). Composition and genetic aspects of A-type granites formation in the Verkhoyano-Kolyma folded region. *Otechestvennaia geologiya*, (5), 99–109. (In Russian)

- Trunilina, V. A., Orlov, Iu. S. and Roev, S. P. (2007). Cretaceous volcanism of Dzartardakh field (Verkhoyansk-Kolyma orogenic region). *Otechestvennaia geologiya*, (1), 83–91. (In Russian)
- Trunilina, V. A. and Roev, S. P. (2019). Cretaceous volcanism of Khara-Sis field (Verkhoyansk-Kolyma orogenic region). *Prirodnye resursy Arktiki i Subarktiki*, 24 (3), 64–79. (In Russian)
- Trunilina, V. A., Roev, S. P. and Zaitsev, A. I. (2018). Petrology of granitoids of the South-Eastern regions of ridge Polousnyi (Verkhoyano-Kolyma orogenic region). *Prirodnye resursy Arktiki i Subarktiki*, (3), 53–70. (In Russian)
- Vladimirov, A. G., Annikova, I. Iu. and Antipin, V. S. (2007). Ongonit-elvaney magmatism in southern Siberia. *Litosfera*, (4), 21–40. (In Russian)
- Wilson, M. (1989). *Igneous petrogenesis*. London: Unwin Hayman.
- Whiteford, D. G., Nicholls, I. A. and Taylor, S. R. (1979). Spatial variations in the geochemistry of quaternary lavas across the Sunda arc in Java and Bali. *Contribs. Mineral. And Petrol.*, 70, 341–356.
- Xu, B., Yan, G., Zhang, Ch., Li, Zh. and He, Zh. (1998). Petrologic subdivision and substance source of A-type granites. *Earth Sci. Front*, 5 (3), 113–124.
- Yasnygina, T. A. and Rasskazov, S. V. (2008). Tetrad effect in rare earth element distribution patterns: evidence from the paleozoic granitoids of the Oka zone, Eastern Sayan. *Geochemistry International*, 46 (8), 814–825.
- Yavuz, F. (2013). Win Pyrox: A Windows program for pyroxene calculation classification and thermobarometry. *Amer. Mineral.*, 98, 1338–1359.

Received: July 3, 2019  
Accepted: June 15, 2020

#### Contact information:

Vera A. Trunilina — v.a.trunilina@diamond.ysn.ru  
Sergey P. Roev — sproev@mail.ru