



Оригинальная статья

## Гранитоидный магматизм Чохчуро-Чекурдахской зоны (север Верхояно-Колымского орогена)

В. А. Трунилина

*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск, Российская Федерация*  
 [trunilina40@mail.ru](mailto:trunilina40@mail.ru)

### Аннотация

Представлены результаты исследований по мезозойскому интрузивному магматизму Чохчуро-Чекурдахской зоны (ЧЧЗ), протягивающейся в субмеридиальном направлении через всю Приморскую (Яно-Индибирскую) низменность от Бакынского массива Северного батолитового пояса на юге до мыса Святой Нос моря Лаптевых на севере. Гранитоидные массивы ЧЧЗ интрузируют складчатые толщи поздней юры и раннего мела, и их положение контролируется зоной регионального разлома, т. е. массивы сформированы в постколлизийный этап в результате процессов растяжения. Имеющиеся данные свидетельствуют о близком времени их становления (105–109 млн лет –  $^{40}\text{Ar}$ – $^{39}\text{Ar}$ -метод). Рассмотрены петрография, минералогия и петрогеохимические особенности пород, слагающих массивы и сопровождающих их даек, определены Р–Т-параметры генерации материнских расплавов и кристаллизации гранитоидов. Установлена принадлежность гранитоидов массивов северной части зоны к гранитоидам I-типа, формировавшимся в надсубдукционной обстановке, а массивов южной части зоны и постгранитных даек риолит-порфиров – к гранитам А-типа, сформированным в обстановке континентальной окраины (граниты массивов) и близкой к континентально-рифтогенной (дайки риолит-порфиров). Температуры и давления при магмогенерации для всех массивов зоны близки, что указывает на смену состава магмообразующих субстратов вдоль зоны с севера на юг. Геохимические характеристики свидетельствуют о коровом происхождении гранитоидов, тогда как высокие температуры магмогенерации (1000–1200 °С) и начала кристаллизации (900–1150 °С) требуют поступления ювенильного тепла для начала плавления коровых субстратов.

**Ключевые слова:** Верхояно-Колымский ороген, Чохчуро-Чекурдахская зона интрузий, гранитоиды, I-тип, А-тип, окраинно-континентальная обстановка, надсубдукционная обстановка

**Финансирование.** Работа выполнена в рамках государственного задания ИГАБМ СО РАН, проект № 124052900042-7 (№ FUFГ-2024-0005).

**Благодарности.** Автор признателен А.В. Прокопьеву и О.В. Королевой за советы при обсуждении статьи и помощь в подготовке окончательной версии рукописи.

**Для цитирования:** Трунилина В.А. Гранитоидный магматизм Чохчуро-Чекурдахской зоны (север Верхояно-Колымского орогена). *Природные ресурсы Арктики и Субарктики*. 2025;30(1):28–48. <https://doi.org/10.31242/2618-9712-2025-30-1-28-48>

Original article

## Granitoid magmatism of the Chokhchuro-Chekurdakh zone (north of the Verkhoyansk-Kolyma orogen)

Vera A. Trunilina

*Diamond and Precious Metal Geology Institute,  
Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Yakutsk, Russian Federation*  
 [trunilina40@mail.ru](mailto:trunilina40@mail.ru)

### Abstract

This article presents findings from research conducted on the Mesozoic intrusive magmatism within the Chokhchuro-Chekurdakh zone (CCZ). This zone extends in a submeridional direction across the Primorskaya (Yano-Indigirka) lowland, from the Bakyn massif of the Northern batholith belt in the south to Cape Svyatoy Nos on the Laptev Sea in the north. All granitoid massifs of this series intrude upon the folded strata of the Late Jurassic and Early Cretaceous

periods. Their location is controlled by a regional deep fault zone, indicating that the massifs formed during the post-collision stage of the tectonic stretching process. Available data suggest a close timeframe for their formation, estimated at 105–109 million years ago, as determined by the  $^{39}\text{Ar}$ – $^{40}\text{Ar}$  dating method. Petrography, mineralogy and petro-geochemical features of rocks, forming the massifs of the zone and their associated dikes are examined. The P–T parameters of the generation for parent melts and the crystallization of granitoids are calculated. It has been determined that the granitoids of the massifs of the northern part of the zone belong to I type granitoids, which formed in a suprasubduction environment. In contrast, the massifs of the southern part of the zone and the postgranitic dikes of rhyolite-porphry are defined as A-type granites, formed under the conditions of the continental margin (granites of massifs) and close to the continental rift-related one (dikes of rhyolite-porphry). The temperatures and pressures during magma generation are close for all massifs in the zone, indicating a change in the composition of magma-forming substrates along the zone from north to south. Geochemical criteria correspond to the crustal origin of the granitoids, whereas the high temperatures of magma generation (1000–1200 °C) and the beginning of crystallization (900–1150 °C) require the inflow of juvenile heat to begin melting crustal substrates.

**Keywords:** Verkhoyansk-Kolyma orogen, Chokhchuro-Chekurdakh zone of granitoids, I-type, A-type, suprasubduction environment, marginal-continental conditions

**Funding.** This study was conducted within the state assignment for the DPMGI SB RAS, No. 124052900042-7 (No. FUFG-2024-0005).

**Acknowledgements.** The author expresses gratitude to Andrey V. Prokopiev and Olga V. Koroleva for their valuable advice during the discussion of this article and for their assistance in preparing the final version of the manuscript.

**For citation:** Trunilina V.A. Granitoid magmatism of the Chokhchuro-Chekurdakh zone (north of the Verkhoyansk-Kolyma orogen). *Arctic and Subarctic Natural Resources*. 2025;30(1):28–48. (In Russ.); <https://doi.org/10.31242/2618-9712-2024-29-4-28-48>

## Введение

Верхояно-Колымский ороген характеризуется интенсивным развитием позднемезозойского гранитоидного магматизма. Пояса крупных (батолитоподобных) плутонов маркируют осевую часть орогена («Колымскую петлю») – Главный пояс и Северный пояс. Во внутренних районах орогена прослеживаются цепочки относительно мелких штокообразных гранитоидных тел, ориентированных субортогонально простиранию складчатости – поперечные ряды интрузий и сопряженных с ними даек (рис. 1) [1]. Наименее изученным к настоящему времени является самый северный из них Чохчуро-Чекурдахский поперечный ряд (или Чохчуро-Чекурдахская зона – ЧЧЗ) (рис. 2) [2]. С севера на юг от мыса Святой Нос на побережье моря Лаптевых до хребта Полоусный на расстояние более 300 км среди перекрывающих кайнозойских отложений Приморской (Яно-Колымской) низменности прослеживаются выходы гранитоидных массивов: Святой Нос, Юрюнг-Хастах, Харстан, Максунуоха, Зимовье, Чекурдах, Хамняня, Чурпунья, Ньюлкучан, Чохчур (см. рис. 2).

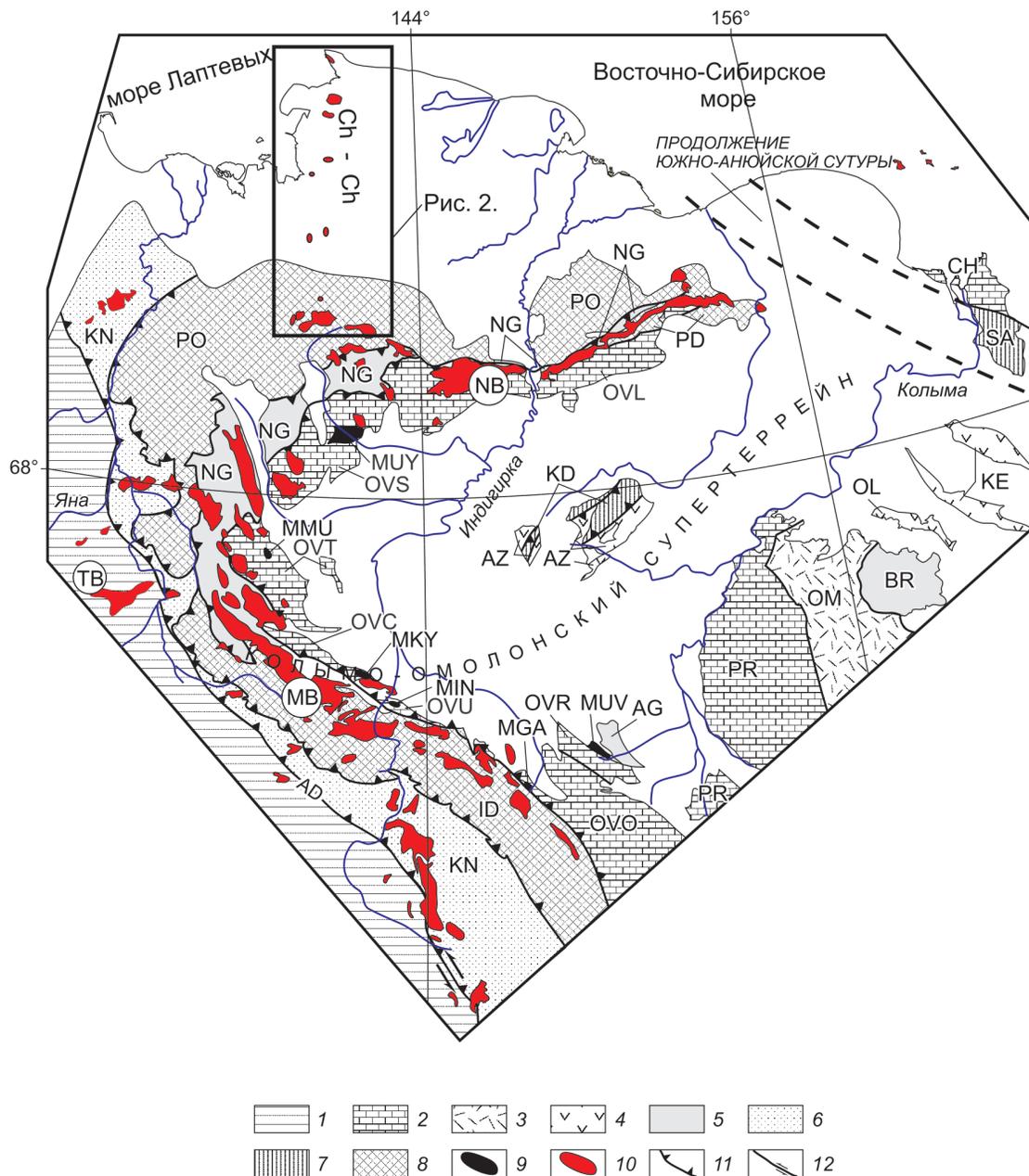
Согласно В.Б. Спектору и В.С. Гриненко [2], массив Святой Нос локализован в пределах одноименной островодужной зоны, а остальные массивы ЧЧЗ – в пределах преддуговой Северо-Полоусненской зоны Святоносско-Анюйской (или Святоносской) складчатой системы. Святоносская магматическая дуга намечается по выходам верхнеюрских вулканогенно-осадочных обра-

зований на полуострове Святой Нос. В работе С.М. Прохоровой и О.А. Иванова [3] приведено детальное описание внутреннего строения массивов и петрографии слагающих их пород, но данных по их петрогеохимическому составу явно недостаточно. К настоящему времени относительно полно состав и строение массива и даек м. Святой Нос описаны М.В. Лучицкой и А.В. Моисеевым [4].

В статье представлены новые данные по массивам Харстан, Хамняня, Ньюлкучан и Чохчур. Материалы по массиву Святой Нос приводятся по [4], Юрюнг-Хастах, Чекурдах и Максунуох – по [3] и Объяснительным запискам к государственным геологическим картам [5–7 и др.]. Массив Зимовье и субвулкан Чурпунья, породы которых преобразованы в рудные метасоматиты, в статье не рассматриваются. Целью исследований являлось уточнение петрогеохимической специфики гранитоидных массивов ЧЧЗ и оценка геодинамических условий их становления, что послужит реконструкции геологической истории развития этой части региона Арктики, с которым связаны не только месторождения олова, золота и редких металлов, но и перспективы нефтегазоносности.

## Материалы и методы

Каменный материал получен в результате многолетних полевых исследований гранитоидного магматизма Верхояно-Колымского орогена.

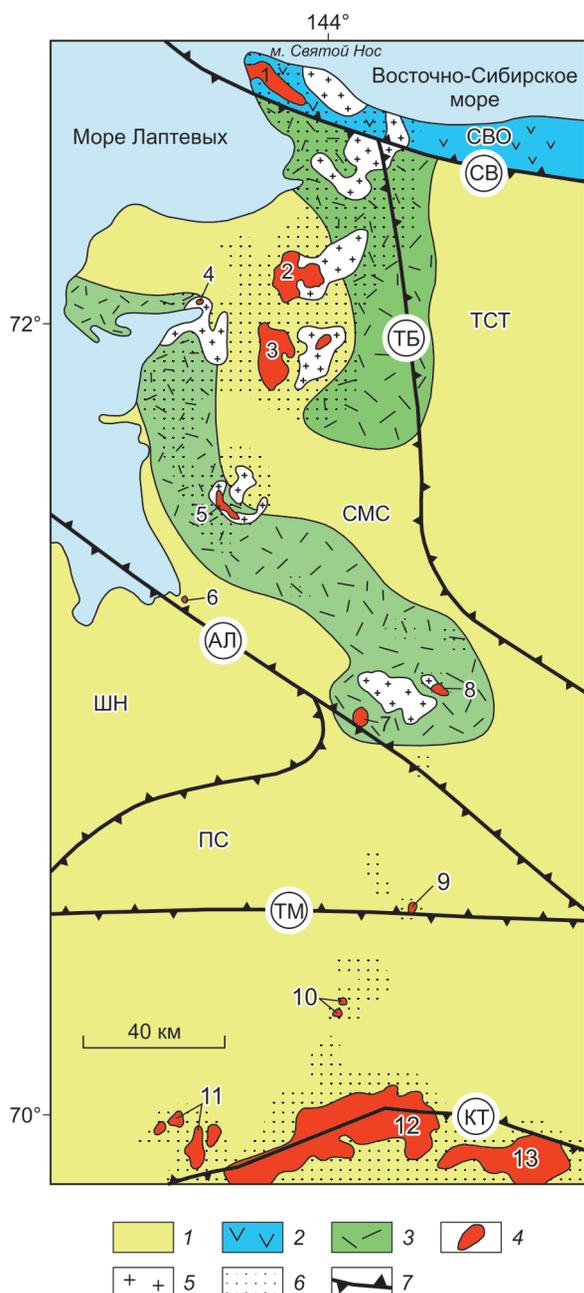


**Рис. 1.** Тектоническое строение северной части Верхояно-Колымского орогена (по [1] с изменениями) и положение изученных интрузивов.

1 – Верхоянский складчато-надвиговый пояс; 2 – миогеоцинальные террейны: КТ – Котельный, PR – Приколымский, CH – Чукотский, DL – Де Лонга и блоки Омудевского террейна: OVO – Омудевский, OVR – Рассохинский, OVU – Уччинский, OVC – Чемалгинский, OVT – Тас-Хаяхтахский, OVS – Селенныхский, OVL – Улахан-Тасский; 3 – Омолонский кратонный террейн (OM); 4 – островодужные террейны: AZ – Алазейский, KE – Хетакчанский, OL – Олойский; 5 – турбидитовые террейны: BR – Березовский, AG – Аргатасский, NG – Нагонджинский; 6 – Кулар-Нерский турбидитовый террейн подножия континентальной окраины (сланцевый пояс) (KN); 7 – террейны аккреционного клина, сложенные преимущественно океаническими породами: SA – Южно-Анюйский, KD – Кенкельдинский; 8 – Полоусно-Дебинский террейн аккреционного клина, сложенный преимущественно турбидитами (PD); 9 – океанические (офиолитовые) террейны: SH – Шалауровский, DE – Дебинский и фрагменты Мунилканского террейна: MUY – Уядинский, MMU – Мунилканский, MKU – Кыбытыгасский, MIN – Индигирский (Уччинский), MGA – Гарбыньинский, MUV – Увязкинский; 10 – массивы гранитоидов: NB – Северный пояс, MB – Главный пояс, TB – поперечные пояса, Ch-Ch – Чохчуро-Чекурдахский ряд интрузий; 11 – надрывы: AD – Адыча-Тарынский; 12 – сдвиги

**Fig. 1.** The tectonic map of the northern part of the Verkhoyansk-Kolyma orogen (according to [1] with changes) and the position of the studied intrusions.

1 – Verkhoyansk fold-and-thrust belt (deformed proximal Verkhoyansk passive continental margin) (slate belt); 2 – miogeoclinal terranes: PR – Prikolyma, CH – Chukotka, DL – De Longa, and blocks of the Omulevka terrane: OVO – Omulevka, OVR – Ras-sokha, OVU – Uchcha, OVC – Chernalga, OVT – Tas-Khayakhtakh, OVS – Selennyakh, OVL – Ulakhan-Tas; 3 – Omolon cratonal terrane (OM); 4 – Island arc terranes: AZ – Alazeya, KE – Khetchan, OL – Oloy; 5 – turbidite terranes: BR – Beryozovka, AG – Arga Tas, NG – Nagondzha; 6 – Kular-Nera continental margin terrane (deformed distal Verkhoyansk passive continental margin) (slate belt); 7 – accretionary wedge terranes composed mainly of oceanic rocks: SA – South Anyui, AD – Kenkel'da; 8 – Polousno-Debinsky terrane of the accretion wedge, composed mainly of turbidites (PD); 9 – oceanic (ophiolite) terranes: SH – Shalaurov, DE – Debin, and fragments of Munilkan terrane: MUY – Uyandina, MMU – Munilkan, MKY – Kybytygas, MIN – Indigirka (Uchcha), MGA – Garbun'ya, MUV – Uvyazka; 10 – granitoids: NB – Northern belt, MB – Main belt, TB – trans-versal belts, Ch-Ch – Chokhchuro-Chekurdakh zone; 11 – thrust: AD – Adycha-Taryn; 12 – strike-slip fault



**Рис. 2.** Схема геологического строения Чохчуро-Чекурдахской зоны по [2].  
1 – палеогеновые и четвертичные отложения, 2 – вулканогенно-осадочные породы поздней юры, 3 – меловые вул-

каногенно-осадочные породы; 4 – выходы гранитоидных массивов (Чохчуро-Чекурдахская зона: 1 – Святой Нос, 2 – Юрюнг-Хастах, 3 – Харстан, 4 – Чекурдах, 5 – Максунуоха, 6 – Зимовье, 7 – Хамняня, 8 – Чурпунья, 9 – Ньюлькучан, 10 – Чохчур; массивы Северного гранитного пояса: 11 – Укачилканский, 12 – Бакынский, 13 – Куранахский); 5 – нескрытые гранитоидные массивы по геофизическим данным, 6 – роговиковые поля, 7 – глубинные разломы: СВ – Святоносский, ТБ – Тюбеляхский, АЛ – Аллаиховский, ТМ – Туматский, КТ – Кюнь-Тасский; СВО – Святоносско-Олойский вулканогенный пояс Святоносско-Ануйской складчатой системы; ТСТ – Тастахский прогиб; СМС – Столбовско-Максунуохский синклиниорий; ПС – Полоусненский синклиниорий, ШН – Шелонский блок. Местоположение см. на рис. 1.

**Fig. 2.** The geological map of the Chokhchuro-Chekurdakh zone according to [2].

1 – Paleogene and Quaternary sediments, 2 – volcanogenic-sedimentary rocks of the Late Jurassic, 3 – Cretaceous volcanogenic-sedimentary rocks; 4 – outcrops of granitoid massifs (Chokhchuro-Chekurdakh zone: 1 – Svyatoy Nose, 2 – Yuryung-Hastakh, 3 – Kharstan, 4 – Chekurdakh, 5 – Maksunuoha, 6 – Zimoye, 7 – Khamnyan, 8 – Churpunya, 9 – Nyulkuchan, 10 – Chokhchur; massifs of the Northern granite belt: 11 – Ukachilkan, 12 – Bakynsky, 13 – Kuranakhsy); 5 – undiscovered granitoid massifs according to geophysical data, 6 – horn fields, 7 – deep faults: СВ – Svyatonosky, ТБ – Tyubelyakhsky, АЛ – Allaikhovsky, ТМ – Tumatsky, КТ – Kyun-Tassky; СВО – Svyatonosko-Oloysky volcanic belt of the Svyatonosko-Anyui folded system; ТСТ – Tastakhsy trough; СМС – Stolbovsko-Maksunuokhsy synclinorium; ПС – Polousnensky synclinorium, ШН – Shelonsky block. See location in Fig. 1

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 с использованием микроанализатора Camebax (Самеса, Франция) в ИГАБМ СО РАН. Анализ микроэлементов выполнен на масс-спектрометре ELAN (DRC-e) в лаборатории ООО «ХАЦ «Плазма» (г. Томск).

### Геологическое строение Чохчуро-Чекурдахской зоны

Позднемезозойские гранитоидные массивы ЧЧЗ прорывают деформированные фаунистически охарактеризованные оксфорд-кимериджские терригенные отложения, представленные пачками переслаивания песчаников, аргиллитов и алевролитов. На них несогласно залегают раннемеловые (апт-альбские) вулканогенные образования. На севере в районе м. Святой Нос среди них преобладают базальты, андезиты и их кластолавы, перемежающиеся с туфами и маломощными пластами песчаников и пачек переслаивания аргиллитов и алевролитов (святоносская свита) мощностью 750–950 м. Базальты и андезиты принадлежат к низкокальцевой толеитовой серии и сопоставимы с островодужными образованиями [4, 5, 8]. Изотопный К–Аг-возраст базальтов:  $148 \pm 5$ ,  $153 \pm 5$ ,  $157 \pm 5$  млн лет. Им комагматичны редкие дайки диабазовых, диоритовых и андезитовых порфиритов [8].

Южнее (горы Юрюнг-Хастах, Харстан и Чекурдах) на осадочной толще оксфорд-кимериджа несогласно залегают лавы, туфолавы и туфы дацит-риолитового состава, сменяющиеся вверх по разрезу андезитами, их туфами и туфолавами. Суммарная мощность вулканогенных образований 290 м [5]. У г. Максунуоха и в береговых обрывах Ванькиной губы вскрываются датированные остатками бухий волжские терригенные отложения, несогласно перекрытые берриас-валанжинскими вулканогенными породами. Нижняя часть их разреза сложена пестроцветными андезитами и их туфами мощностью 200–250 м. Выше чередуются крупнообломочные туфолавы андезитов и риолитов (100–150 м) [8]. Здесь же установлены апт-альбские трахидациты, трахириодациты с пластами туфов и туфобрекчий кислого состава суммарной мощностью 280 м. Изотопный К–Аг-возраст пород 112–106 млн лет [8].

В пределах ЧЧЗ выделяются магматические образования диорит-гранодиорит-гранитного (святоносский комплекс), гранодиорит-гранитного (тарский комплекс) и гранит-лейкогранитного (кигиляхский комплекс) составов [5–8]. Выходы массивов контролируются субмеридиональным региональным разломом (см. рис. 2). К святоносскому комплексу отнесены массивы северной части зоны: Святой Нос, Юрюнг-Хастах, Харстан, Чекурдах, Максунуоха, Хамняня. В их составе преобладают двупироксеновые и амфибол-пироксеновые гранодиориты, вблизи контак-

тов местами сменяющиеся кварцевыми диоритами. Гранодиориты содержат округлые автолиты кварцевых диоритов и ксенолиты диоритов и диоритовых порфиритов и рассекаются многочисленными дайками раннемеловых гранодиорит-порфиритов, гранит-порфиритов, лейкогранитов, аплитов и позднемеловых риолит-порфиритов, риодацитов и риолитов. В экзоконтактах массивов закартированы дайки и мелкие штоки догранитоидных диоритовых порфиритов. К дайкам гранит- и риолит-порфиритов и зонам тектонических нарушений в массивах приурочены кварцевые, кварц-турмалиновые, аксинитовые, кварц-полевошпатовые, хлорит-кварцевые, кварц-кальцитовые жилы и минерализованные зоны дробления. Они несут вкрапленность касситерита, топаза, флюорита. U–Pb SIMS возраст гранитоидов массива Святой Нос и даек – 111–114 млн лет; дайки диоритовых порфиритов в его экзоконтакте –  $119 \pm 1$  млн лет [4]. Для остальных массивов изотопный возраст определен  $^{40}\text{Ar}$ – $^{39}\text{Ar}$ -методом:  $106,4 \pm 0,8$  млн лет для гранитов массива Харстан;  $105,9 \pm 0,8$  млн лет – массива Максунуоха;  $108,3 \pm 1,3$  млн лет по амфиболу и  $104,1 \pm 0,7$  млн лет по биотиту – массива Хамняня,  $^{40}\text{Ar}$ – $^{39}\text{Ar}$ -возраст постмагматического актинолита в гранитах этого массива  $81 \pm 3,5$  млн лет [9].

В южной части ЧЧЗ локализованы два небольших гранитных массива: Ньюлкучан и Чохчур. Первый представляет собой шток с площадью выхода  $6 \text{ км}^2$ , сложенный мелко- и среднезернистыми амфибол-биотитовыми гранитами, переходящими к контакту в мелкозернистые порфировидные гранодиориты и граносиениты.  $^{40}\text{Ar}$ – $^{39}\text{Ar}$  изотопный возраст гранитов по биотиту  $107,8 \pm 0,8$  млн лет [9]. Массив рассечен дайками аплитов и грейзенизированных гранит- и риолит-порфиритов. Наиболее поздней является единственная дайка лампрофира.

Массив Чохчур представляет собой трещинную интрузию порфировидных пироксен-биотитовых гранитов и граносиенитов с площадью выхода около  $3 \text{ км}^2$ . Он вскрывается на северной вершине г. Чохчур среди терригенных пород поздней юры. На юго-западном склоне г. Чохчур обнажаются пироксен-биотитовые и двупироксеновые монзониты и микродиориты. На южной вершине г. Чохчур и ее склонах начинают вскрываться трещинная интрузия и серия даек гранит- и риолит-порфиритов. Породы несут многочисленные нодулы турмалин-флюоритового состава. Повсеместно и в гранитах, и во вмещающих по-

родах наблюдаются жилы и штокверковые зоны кварца с касситеритом, вольфрамитом, флюоритом, топазом.

### Петрография магматических пород

Догранитоидные диоритовые и андезитовые порфириды порфиоровые, с микропризматическзернистой, интерсертальной или микропойкилитовой основной массой (Приложение, рис. 1а, б). Вкрапленники в них сложены зональным лабрадором или андезин-лабрадором и магнезиоавгитом (железистость  $f = 16,1\%$ ). Расчетная по [10] температура кристаллизации  $T = 1130\text{ }^\circ\text{C}$  при давлении  $P = 13,9$  кбар (Приложение, табл. 1). Амфибол образует более мелкие вкрапленники и сростания с выделениями плагиоклаза. Представлен бурой роговой обманкой с железистостью  $f [f = (\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})) = 45,1\%$ ,  $T = 859\text{ }^\circ\text{C}$  (расчеты по [11, 12]), по которой в свою очередь развиваются актинолит или канниллоит (Приложение, табл. 1). Основная масса состоит из микропризм альбитизированного андезина и ксеноморфных зерен роговой обманки с  $f = 64,1\text{--}67,2\%$ ,  $T = 826\text{--}763\text{ }^\circ\text{C}$ . Вблизи контакта с гранитами в породах появляются мелкие чешуйки биотита, по составу отвечающего таковым гранитоидов I-типа мантийно-корового происхождения (Приложение, табл. 2). Содержание кварца и ортоклаза в породах не превышает первых процентов. Акцессорные минералы: магнетит, ильменит, циркон и апатит.

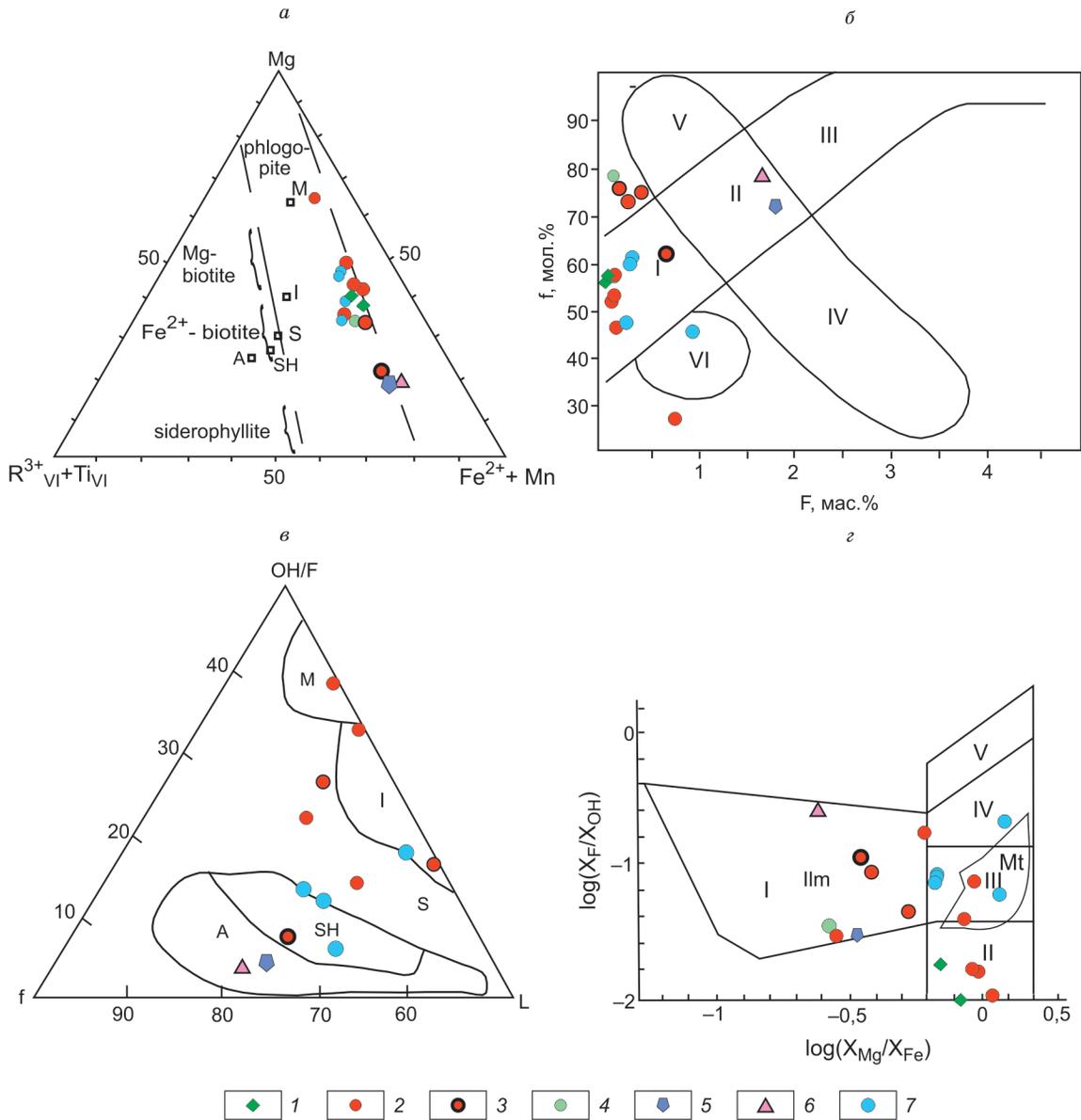
Кварцевые диориты в массивах святоносского комплекса образуют округлые и неправильной формы обособления в гранодиоритах. Это мелко- и среднезернистые породы, вблизи контактов порфиоровые с вкрапленниками плагиоклаза, пироксена и амфибола в гипидиоморфно-зернистой или призматически-зернистой основной массе. В массивах Максунуоха и Хамняня с ростом количества щелочного полевого шпата кварцевые диориты сменяются монцонитами (Приложение, рис. 1д).

Порфиоровые выделения плагиоклаза сложены зональным андезин-лабрадором и андезином (53–42 % an). Плагиоклаз основной массы – андезин и олигоклаз-андезин (35–28 % an). Клинопироксен – магнезиальный авгит с  $f = 11\%$ ,  $T = 1220\text{--}1228\text{ }^\circ\text{C}$  и  $P = 11,9\text{--}12,5$  кбар (Приложение, табл. 1). Он образует соизмеримые с плагиоклазом порфиоровые выделения и мелкие идиоморфные включения в его центральной зоне (Приложение, рис. 1с). Клинопироксен замещается магнезиальным энстатитом или

магнезиальным пижонитом с  $f = 19,5\text{--}23,1\%$ ,  $T = 1138\text{--}1157\text{ }^\circ\text{C}$  и  $P = 12,5\text{--}7,1$  кбар. По пироксенам развивается роговая обманка, замещающаяся актинолитом. Мелкие ксеноморфные чешуйки биотита выполняют интерстиции между зернами плагиоклаза основной массы. Калиевый полевой шпат, представленный промежуточным микроклином, наблюдается только в основной массе в виде ксеноморфных зерен или в микропегматитовых сростаниях с кварцем. В монцонитах массивов Хамняня и Чохчур отмечаются соизмеримые с амфиболом зерна нерешетчатого микроклина. Акцессорные минералы в кварцевых диоритах представлены апатитом, алланитом, титанитом, ильменитом, цирконом.

Гранодиориты слагают главные фации массивов святоносского комплекса. Породы преимущественно среднезернистые, с гипидиоморфно-зернистой структурой, в эндоконтактах – невадитовые или гломеропорфиоровые. В массиве Хамняня с ростом количества калий-натрового полевого шпата гранодиориты сменяются граносиенитами (Приложение, рис. 1ф).

Плагиоклаз гранодиоритов зональный: 48–50 % an в центре и 30–24 % an – на периферии. Плагиоклаз содержит антипертиты ортоклаза. В сростании с плагиоклазом наблюдаются короткопризматические зерна магнезиального геденбергита ( $f = 32,9\text{--}45\%$ ,  $T = 1153\text{ }^\circ\text{C}$ ,  $P = 7,7$  кбар). Ортопироксен – энстатит ( $f = 46,8\text{--}53\%$ ,  $T = 1027\text{--}1074\text{ }^\circ\text{C}$  и  $P = 6\text{--}8,5$  кбар) обрамляет клинопироксен, выполняет интерстиции в сростаниях крупных зерен клинопироксена и плагиоклаза. И клино-, и ортопироксен при  $789\text{--}708\text{ }^\circ\text{C}$  замещаются бурой магнезиальной роговой обманкой с  $f = 48,1\text{--}57,6\%$ , которая, в свою очередь, замещается канниллоитом и актинолитом (Приложение, табл. 1). Биотит в среднезернистых гранодиоритах образует крупные идиоморфные пластинки в сростании с амфиболом. Железистость и параметры образования близки таковым амфибола:  $f = 45,6\text{--}52,3\%$ ,  $T = 709\text{--}781\text{ }^\circ\text{C}$ ;  $P = 0,9\text{--}1,1$  кбар (расчеты по [13–16]) (Приложение, табл. 2). Биотит беден F (0,08–0,12 %), обогащен Cl (0,42–0,62 %) и близок по составу биотитам мантийно-коровых гранитоидов I-типа (рис. 3а–д) [17–19]. В центре одного из зерен установлено включение Mg-биотита с  $f = 26,4\%$ , соответствующего биотитам мантийных производных. Биотит насыщен мелкими вростками апатита, циркона, алланита, ильменита. Калиевый полевой шпат в гранодиоритах большинства массивов святоносского



**Рис. 3.** Состав биотитов гранитоидов Чохчуро-Чекурдахской зоны.

Биотиты: 1 – диоритов, 2 – гранодиоритов массива Харстан, 3 – даек массива Харстан, 4 – гранодиорита массива Хамняня, 5 – гранита массива Максунуоха, 6 – гранита массива Чохчур, 7 – даек риолитов. *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 [17]: M, I, S, A – биотиты из гранитоидов типов M, I, S, A, SH – биотиты из гранитоидов шошонитовой серии; *b* – соотношение железистости и содержания фтора в биотитах, поля диаграммы по [18]: I–II–III – биотиты пород гранит-лейкогранитной и гранодиорит-гранитной ассоциаций, IV–II–V – габбро-гранитных ассоциаций, VI – производных мантийных магм; *c* – соотношения фтористости (OH/F), глиноземистости ( $L = Al/(Si+Al+Fe+Mg)$ ) и железистости ( $f = Fe/(Fe+Mg)$ ) биотитов, поля диаграммы – биотиты стандартных типов гранитоидов по [17]: I – мантийно-коровые островных дуг, M – мантийные, S – коровые и мантийно-коровые коллизионных обстановок, SH – постколлизионные шошонитовые, A – анорогенных обстановок; *d* – соотношения F/OH – Mg/Fe в биотитах, поля диаграммы по [19] – составы биотитов гранитоидов – производных расплавов: I – образованных путем контаминации и ассимиляции субморских метаосадков; II – мантийных; III – корово-мантийных; IV – мантийно-коровых; V – коровых анатектических, Mt – биотиты магнетитовых и Ilm – ильменитовых серий гранитоидов

**Fig. 3.** Composition of biotites from magmatic rocks of the Chokhchuro-Chekurdakh zone.

Бiotites: 1 – diorites, 2 – granodiorites of the Kharstan massif, 3 – dikes of the Kharstan massif, 4 – granodiorites of the Khamnyanya massif, 5 – granite of the Maksunuoha massif, 6 – granite of the Chokhchur massif, 7 – dikes of rhyolites. *a* – the ratio  $(R^{3+}+Ti) - Mg - (Fe^{2+}+Mn)$  in biotites,  $R^{3+} = Fe^{3+}+Al^{3+}$ , composition fields and points of average compositions of biotites of various petrotypes of granitoids [17]: M, I, S, A – biotites from granitoids of M, I, S, A types, SH – biotites from granitoids of the

shoshonites;  $\delta$  – F vs. f diagram for biotites. Fields of the diagram [18]: I–II–III–biotites from rocks of granite–leucogranite and granodiorite–granite associations; IV–II–V–gabbro–granite associations; VI–derivatives of mantle magmas;  $\epsilon$  – ratios of fluorine content (OH/F), alumina content ( $L = Al/(Si+Al+Fe+Mg)$ ) and ferruginous content ( $(f = Fe+Mn)/(Fe+Mn+Mg)$ ) biotites, fields of the diagram [17]: biotites of standard types of granitoids: I – mantle – crustal island arcs, M – mantle, S – crustal and mantle – crustal collision environments, SH – post – collisional shoshonite, A – anorogenic environments;  $z$  – F/OH – Mg/Fe ratios in biotites, fields of the diagram according to [19]: compositions of biotites of granitoid derivatives from melts: I – contaminated and assimilated marine metasediments; II – mantle; III – crustal – mantle; IV – mantle – crustal; V – crustal anatectic; Mt – magnetite and Ilm – ilmenite series of granitoids

комплекса представлен высоким и промежуточным ортоклазом, а в монцонитах и граносиенитах массива Хамняня – микроклином. Акцессорные минералы: ильменит, хромсодержащий магнетит (до 3 %  $Cr_2O_3$ ), апатит, зональный циркон ( $ZrO_2/HfO_2 = 102–45$ ), титанит, алланит.

Граниты в массивах святоносского комплекса распространены незначительно, наблюдаются на наиболее эродированных уровнях. Структуры их гипидиоморфно-зернистые, с участками графического строения, часто – порфиоровидные и невадитовые с аллотриоморфной мелкозернистой основной массой. Порфиоровидные выделения сложены плагиоклазом и амфиболом. Плагиоклаз зональный: от 37–39 % an в центре до 21–12 % an на периферии. Плагиоклаз основной массы – олигоклаз или олигоклаз-альбит. Вкрапленники амфибола представлены магниезильной роговой обманкой [3]. Биотит – лепидомелан и Fe-биотит с  $f = 61,3–74,6$  %,  $T = 663–735$  °C образует как соизмеримые с плагиоклазом идиоморфные пластинки, так и мелкие ксеноморфные чешуйки в основной массе порфиоровидных разностей. По составу он сопоставим с биотитами коровых гранитов I-S типа (см. рис. 3). Калиевый полевой шпат представлен высоким до промежуточного ортоклазом и микроклином. В протоловке гранита массива Харстан встречаются единичные зерна клиноэнстатита ( $f = 50,1$ ,  $T = 1049$  °C,  $P = 15,4$  кбар), скорее всего, реститовые. Акцессорные минералы: ильменит, магнетит, апатит, циркон ( $ZrO_2/HfO_2 = 79–38$ ), титанит, алланит, пироп-альмандин (до 21 % ру) и рутил.

Массивы Чохчур и Ньюлькучан отнесены к кигильяхскому комплексу. Они сложены гранитами, на контактах местами переходящими в граносиениты. От гранитов святоносского комплекса породы отличаются существенным преобладанием калиевого полевого шпата над плагиоклазом и более низким содержанием темноцветных минералов. Порфиоровидные выделения представлены олигоклазом с 15–23 % an, амфиболом и микро-

клином (Приложение, рис. 1f, g). Плагиоклаз основной массы – олигоклаз или олигоклаз-альбит. Плагиоклаз заметно альбитизирован, а при грейзенизации замещается кварц-мусковитовым или кварц-топазовым агрегатом. Калий-натровый полевой шпат порфиоровидных выделений – промежуточный до низкого микроклин и микроклинпертит с содержанием 20–25 % ab и менее 1 % an, а основной массы – высокий до промежуточного ортоклаз и микроклин.

Амфибол образует мелкие порфиоровые выделения, обычно нацело замещенные актинолитом. Биотит наблюдается как в соизмеримых с плагиоклазом идиоморфных пластинках, так и в мелких ксеноморфных чешуйках в основной массе порфиоровидных разностей. Содержит включения касситерита, ильменита, алланита, малакона, торита. Это богатый фтором (1,6–1,7 %) лепидомелан и железистый биотит ( $f = 71–79$ ,  $T = 680–663$  °C), идентичный биотитам коровых гранитов S- или A-типа (см. рис. 3; Приложение, табл. 2).

В гранодиорит-порфирах даек вкрапленники кварца, андезин-олигоклаза, амфибола и биотита аналогичны соответствующим минералам гранодиоритов. Основная масса микроаллотриоморфно-зернистая до фельзитовой, кварц-полевошпатовая с примесью микрочешуек биотита. Дайки аплитов и мелкозернистых лейкогранитов тяготеют к трещинам отдельности во вмещающих гранитоидах и имеют с ними как резкие, так и нечеткие контакты. Структуры их аллотриоморфно-зернистые и гипидиоморфно-зернистые (Приложение, рис. 2a). Сложены они кварцем, промежуточным ортоклазом или нерешетчатым микроклином, олигоклазом с 12–20 % an, слюдами, турмалином. Отмечаются реликты хлоритизированного биотита. Акцессорные минералы: титанит, циркон, алланит, касситерит. Дайки иногда имеют зональное строение с аплитовой внешней и пегматитовой внутренней зонами (Приложение, рис. 2b).

Дайки риолит-порфиров приурочены преимущественно к более поздним тектоническим нару-

шениям и имеют четкие интрузивные контакты с гранитоидами. Мы относим их к позднемеловому тигляхчанскому комплексу. Породы гломеропорфиновые и порфиновые с вкрапленниками кварца, санидина, олигоклаза и почти нацело замещенных актинолитом и хлоритом магнезиальной роговой обманки ( $f = 40,6 \%$ ,  $T = 851 \text{ }^\circ\text{C}$ ) и биотита ( $f = 46\text{--}59,7 \%$ ,  $T = 762\text{--}783 \text{ }^\circ\text{C}$ ), по составу соответствующего биотитам гранитов корово-мантийного происхождения (см. рис. 3, з). Биотит кристаллизовался при высоком потенциале воды и хлора ( $\log f \text{ H}_2\text{O} = 2,4\text{--}2,8$ ,  $\log f \text{ HCl} = 2,7\text{--}3,6$ ) (расчеты по [20]). Наиболее магнезиальные биотиты по величине  $\text{OH/F}$  соответствуют биотитам гранитоидов I-типа, а наиболее железистые – биотитам гранитов А-типа (см. рис. 3, в). По биотиту развиваются псевдоморфозы мусковита. Вкрапленники кварца двух генераций: крупные зерна неправильной формы, катаклазированные или резорбированные на фрагменты, и более мелкие округлые зерна в фибролитовой кайме (Приложение, рис. 2с–ф). Основная масса сложена микрокристаллическим, фельзитовым или сферолитовым кварц-полевошпатовым агрегатом, включающим шпильки мелкочешуйчатого биотита, отдельные зерна и скопления микрокристаллов турмалина. Породы часто заметно грейзенизированы с формированием флюорит-мусковитовых и топаз-мусковитовых с касситеритом агрегатов и гнезд сульфидов (преимущественно арсенопирит). Акцессорные минералы: магнетит, ильменит, фтор-апатит, пироп-альмандин (20–21 % ру).

Постгранитоидные дайки трахиандезитовых порфиритов установлены в пределах массивов Харстан и Хамняня, с гранитоидами которых имеют четкие интрузивные контакты. Породы даек массивные, порфиновые и гломеропорфиновые, с пилотакситовой и гиалопилитовой основной массой и вкрапленниками плагиоклаза, ортопироксена и базальтической роговой обманки (Приложение, рис. 2г, h). По ортопироксену и роговой обманке развиваются эпидот, карбонат, серпентинохлорит. Крупные вкрапленники плагиоклаза замещены карбонатом, мелкие – альбитизированы. По данным [3], среди акцессорных минералов, кроме магнетита, ильменита, алланита и титанита, присутствует широкий комплекс сульфидов, а также касситерит и турмалин. В единственной дайке лампрофира все вкрапленники нацело замещены карбонатом и оксидами железа и распознаются только по морфологии зерен.

### Петрохимия гранитоидов Чохчуро-Чекурдахской зоны

Наиболее ранние интрузивные образования ЧЧЗ – диориты и диоритовые порфириты, известково-щелочные, метаглиноземистые:  $\text{al} [\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{FeO}+\text{MgO}), \text{мас.}\%] = 0,9\text{--}1,2$ , коэффициент ASI  $[\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO}), \text{мол.}\%] = 0,68\text{--}0,82$  (рис. 4, а–в; Приложение, табл. 3) [21–23]. Параметры состава отвечают гранитоидам I-типа по [24]. Максимальная расчетная температура расплава  $1200 \text{ }^\circ\text{C}$  при  $P = 14,3$  кбар [26, 27]. Близкие параметры получены и по программе [28]:  $T = 1175\text{--}1200 \text{ }^\circ\text{C}$  при  $P = 12\text{--}15$  кбар. Температурный интервал кристаллизации определен температурами образования клинопироксена и амфибола и температурами насыщения апатитом и монацитом [29]: 1153, 859–825, 825–787, 793–645  $^\circ\text{C}$  соответственно. Породы диопсид-гиперстен-нормативные, индекс дифференциации DI [30] 40–46 %. Средние значения  $\text{ab/ort} = 2,3$ ,  $\text{hup/di} = 1,3$ . Низкие температуры насыщения и преобладание пироксена среди темноцветных минералов говорят об относительно низком содержании воды в материнском расплаве. Давление паров воды определено в 0,5–0,6 кбар [27]. Генерация материнских расплавов происходила на уровне амфиболитовых горизонтов коры (рис. 5, б) [31].

Породы северных массивов ЧЧЗ: Святой Нос, Юрюнг-Хастах, Харстан, Чекурдах, характеризуются нормальной щелочностью и варьируют по составу от кварцевых диоритов до гранитов, а их дайковая фация представлена умеренно-щелочными гранитами и лейкогранитами. В строении массивов Максунуоха и Хамняня сочетаются породы нормальной и умеренной щелочности: кварцевые диориты и монцониты, гранодиориты и граносиениты, преимущественно умеренно-щелочные граниты и лейкограниты (см. рис. 4, а). Кварцевые диориты метаглиноземистые ( $\text{ASI} = 0,87\text{--}0,97$ ), кварц-диопсид-гиперстен-нормативные, соответствуют гранитоидам I-типа (рис. 5, а, в). От диоритовых порфиритов они отличаются более высокими содержаниями фосфора и фтора (в среднем, 0,17–0,37 % и 0,05–0,22 % против 0,15–0,23 % и 0,06 % соответственно), а также более высокими значениями DI (54–61 %), железистости (0,59–0,73) и глиноземистости (1,46–1,76) (средние значения для разных массивов) (Приложение, табл. 3). При этом в кварцевых диоритах от массива Святой Нос до массивов Максунуоха и Чохчур растут

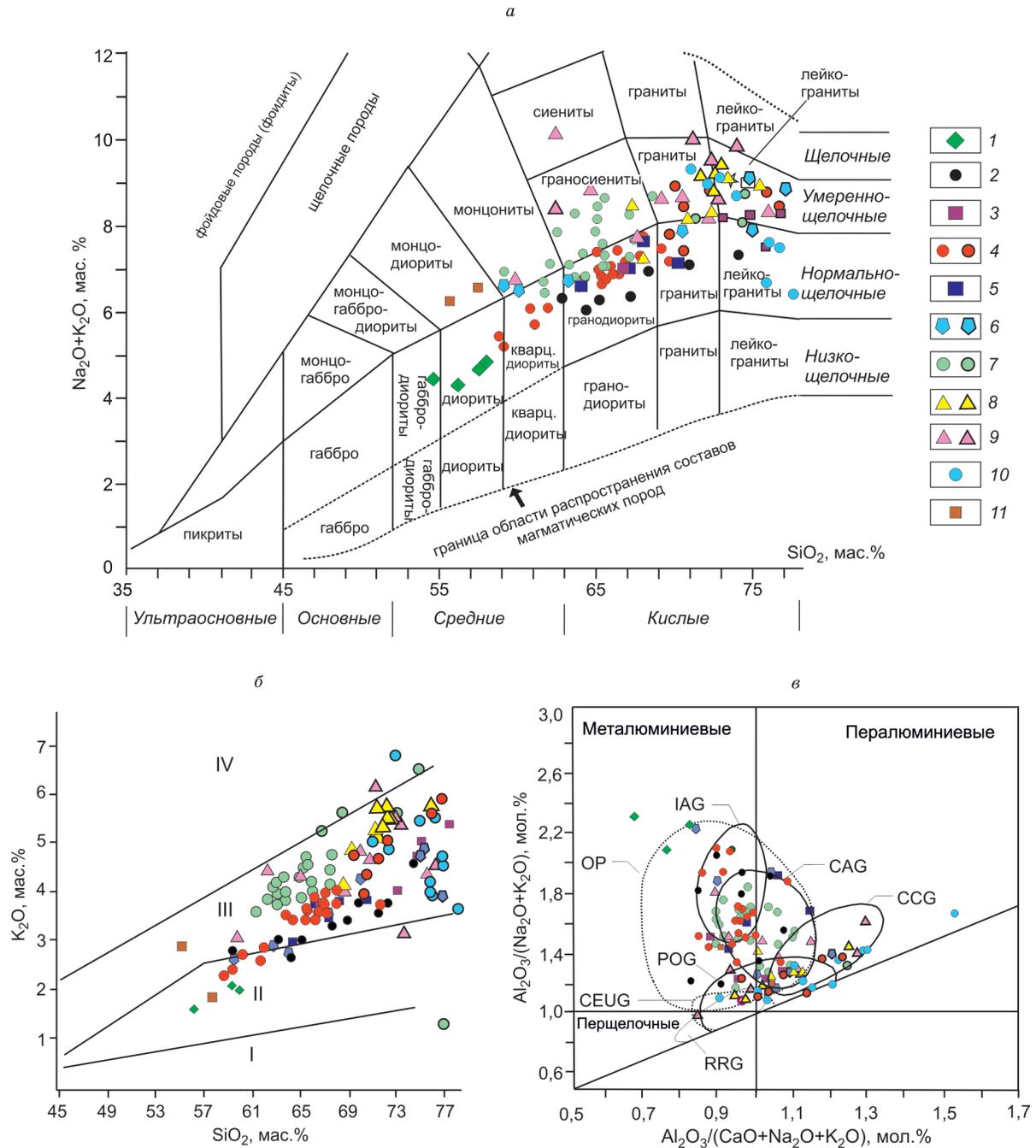
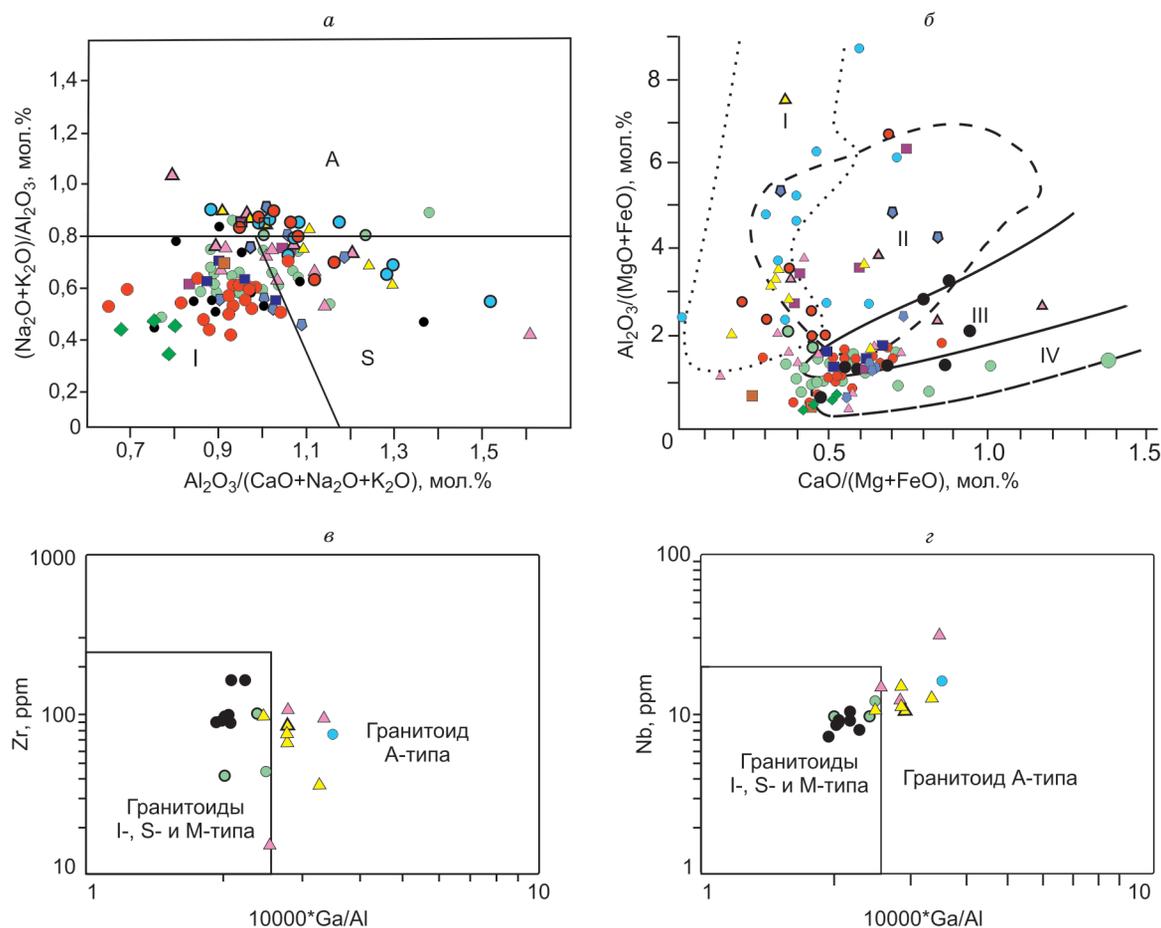


Рис. 4. Петрохимические диаграммы для магматических пород Чохчуро-Чекурдахской зоны.

*a* –  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$  по [21]; *б* –  $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$  по [22], петрохимические серии: I – толеитовая, II – известково-щелочная, III – высококаалиевая, IV – шошонитовая; *в* –  $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  по [23], гранитоиды: IAG – островных дуг, CAG – континентальных дуг, CCG – континентальной коллизии, POG – посторогенные, CEUG – континентального эпейрогенического воздымания, RRG – рифтогенные. Магматические тела: 1 – догранитоидные дайки; 2–9 – массивы и ассоциированные с ними дайки: 2 – Святой Нос, 3 – Юрюнг-Хастах, 4 – Харстан, 5 – Чокурдах, 6 – Максунуоха, 7 – Хамняня, 8 – Ньюлкучан, 9 – Чохчур; 10 – дайки риолит-порфиров, 11 – постгранитоидные дайки трахиандезитов

Fig. 4. Petrochemical diagrams for igneous rocks of the Chokhchuro-Chekurdakh zone.

*a*)  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$  according to [21]; *b*)  $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$  according to [22], petrochemical series: I – tholeiitic, II – calc-alkaline, III – high-potassium, IV – shoshonite; *c*)  $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  according to [23], granitoids: IAG – island arcs, CAG – continental arcs, CCG – continental collision, POG – postorogenic, CEUG – continental epeirogenic uplift, RRG – rifting. Intrusions: 1 – pre-granitoid dikes; 2–9 – massifs and associated dikes: 2 – Svyatoy Nose, 3 – Yuryung-Hastakh, 4 – Kharstan, 5 – Chokurdakh, 6 – Maksunuokha, 7 – Khamnyanya, 8 – Nyulkuchan, 9 – Chokhchur; 10 – rhyolite-porphry dikes, 11 – postgranitoid dikes of trachyandesites



**Рис. 5.** Петро типы гранитоидов Чохчуро-Чекурдахской эоны и субстраты генерации материнских расплавов. Диаграммы: а –  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ , I, A, S – поля гранитоидов I, S, A типов по [24]; б –  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{MgO} + \text{FeO}) - \text{CaO}/(\text{Mg} + \text{FeO})$ , субстраты магмогенерации, поля частичного плавления по [31]: I – метапелитов, II – метаграувакк, III – дацитов – тоналитов, IV – амфиболитов; в – Zr – Ga/Al и г – Nb – Ga/Al в гранитоидах по [25]. Условные знаки см. на рис. 4

**Fig. 5.** Petrotypes of granitoids and substrates of magma generation.

Diagrams: a)  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ , I, A, S are the fields of granitoids of types I, S, A according to [24]. б)  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{MgO} + \text{FeO}) - \text{CaO}/(\text{Mg} + \text{FeO})$ , magmogenesis substrates, partial melting fields according to [31]: I – metapelites, II – metagraywacke, III – dacites – tonalites, IV – amphibolites; в) Zr – Ga/Al and г) Nb – Ga/Al ratios in granitoids according to [25]. Symbols in Fig. 4

содержания фосфора и фтора, количество нормативных кварца и ортоклаза, отношения  $or/ab$  (1,2–2,1) и  $hyp/di$  2,8–7, а известковые породы сменяются щелочно-известковыми, известково-щелочными и щелочными (см. рис. 4, а, б). Расчетные параметры магмогенерации несколько ниже, чем для предшествовавших диоритов:  $T = 1150-1078$  °C,  $P = 11-13,3$  кбар по [32, 27] и  $1100-1050$  °C и 10 кбар по [28], а температуры насыщения апатитом и цирконом заметно выше:  $858-940$  и  $882$  °C [29], что согласуется с ростом содержания воды и давления паров воды в расплаве (0,6–0,78 кбар).

Гранодиориты массивов святоносского комплекса метаглиноземистые или слабо пересыщенные глиноземом ( $ASI = 0,87-1,1$ ), преимущественно магнезиальные, известковистые (Приложение, табл. 3).  $DI = 66-75$  %. Нормативный состав кварц-диопсид-гиперстенный. Содержания фосфора (0,14–0,16 %), фтора (0,05–0,07 %), Li (36–51 г/т) и Rb (130–140 г/т) ниже, чем в диоритах и монзонитах. Исключение составляют гранодиориты и граносиениты массивов Хамняня и Максунуоха, содержащие в среднем 0,21–0,38 %  $P_2O_5$  и до 0,23 % F. В гранодиоритах от массива Святой Нос на юг до массивов Максунуоха и Хамняня

снижаются количества нормативного диопсида от 7,3 до 0–1,1; растут количество нормативного корунда от 0 до 0,9–1,3, отношения  $or/ab$  – от 0,67 до 0,9,  $f$  от 0,65 до 0,75,  $al$  – от 1,97 до 2,42. В массивах Максунуоха и Хамняня наблюдаются переходы от гранодиоритов к граносиенитам (см. рис. 4, *a*). Породы принадлежат к гранитоидам I-типа (см. рис. 5, *a, в*). Их материнские расплавы генерировались при температурах до 1059 °C и давлении до 12,5 кбар в амфиболитовых субстратах или у границы амфиболитовых и дацит-тоналитовых субстратов (см. рис. 5, *б*) [31]. Температуры насыщения апатитом для гранодиоритов всех массивов близки: 848–967 °C для массива Святой Нос, 868–907 °C для массива Харстан, 842–922 °C для массива Максунуоха и 879–1017 °C для массива Хамняня. Температуры насыщения цирконом 746–815 °C для гранодиоритов массива Святой Нос, 796–923 °C для массива Хамняня; температуры насыщения монацитом составляют 740–780 °C для гранодиоритов массива Святой Нос, 723–745 °C для гранодиоритов массива Хамняня. Давление паров воды при кристаллизации гранодиоритов возрастает до 0,67–0,83 кбар.

Граниты массивов святоносского комплекса бедны F (0,04–0,06 %), Li (15–27 г/т), Rb (100–130 г/т), в основном слабо пересыщены глиноземом ( $ASI = 0,96–1,18$ ), обладают нормальной щелочностью и принадлежат к высококалиевой петрохимической серии (см. рис. 4) (Приложение, табл. 3). Нормативный состав кварц-гиперстеновый со средним значением  $ab/ort$  1,23,  $DI = 75–94$  %. На диаграмме (см. рис. 5, *a*) [24] точки их составов локализуются в поле гранитов S-типа. Расчетные параметры магмогенерации:  $T = 930–1010$  °C,  $P = 6,4–8,4$  кбар. Температуры насыщения апатитом достигают 967 °C, цирконом – 880 °C, монацитом – 769 °C.

Граниты массивов Ньюлкучан и Чохчур отличаются от остальных более высокими содержаниями фтора (0,26–0,29 %), Rb (200–225 г/т). Содержание Li составляет (41–56 г/т). Это умеренно щелочные породы высококалиевой петрохимической серии, железистые ( $f = 0,79–0,93$ ), преимущественно пересыщенные глиноземом ( $al = 3–8$ ,  $ASI = 0,97–1,25$  в гранитах массива Ньюлкучан и 0,91–1,14 в гранитах массива Чохчур), известково-щелочные до щелочных. По составу соответствуют в основном гранитам A-типа (см. рис. 5, *a, в, г*). Генерация материнских расплавов происходила на уровне дацит-тоналитовых субстратов или метаграувакк (см. рис. 5, *б*)

при  $T = 1010–1029$  °C и  $P = 9–10,1$  кбар. Нормативный состав кварц-гиперстеновый,  $ab/or = 0,84–1,1$ . Температура апатитонасыщения 922–1015 °C, циркононасыщения – 832–908 °C, монацитонасыщения – 701–784 °C. Температура конца кристаллизации, определенная по составу биотита, – 663–680 °C (Приложение, табл. 2).

Дайки аплитов, лейкогранитов и кварцевых порфиров на диаграмме TAS занимают область умеренно-щелочных лейкогранитов (см. рис. 4, *a*). Все породы щелочно-известковые, железистые, высокоглиноземистые:  $f = 0,73–0,89$ ,  $al = 4–6,8$ . По составу они определяются как граниты A или S-типа. В нормативном составе ортоклаз преобладает над альбитом. Расчетная температура расплавов по [32] – 905–996 °C при  $P = 4–7$  кбар по [27].

Точки составов риолитов на диаграмме TAS образуют практически вертикальный тренд от нормально-щелочных лейкогранитов до умеренно-щелочных гранитов, характерный для гранитов A-типа (см. рис. 4, *a*). Эти породы характеризуются высокими значениями  $f$  (0,73–1),  $al$  (4,8–11,2),  $ASI$  (0,9–1,3),  $DI$  (91–99 %). Содержания в них P, F, Li, Rb низкие 0,05–0,07 %, 0,03–0,07 %, 22–34 г/т, 140–170 г/т соответственно);  $ab/or = 0,86–1,05$ . Как правило, породы интенсивно грейзенизированы, поэтому определение параметров магмогенерации проблематично. Максимальные расчетные данные для наименее измененных разностей составляют:  $T = 1046$  °C,  $P = 10$  кбар. Температуры апатитонасыщения – 903–1043 °C, циркононасыщения – 853–937 °C, монацитонасыщения – 752 °C. По составу породы соответствуют гранитам A-типа (см. рис. 5, *a, в, г*).

Состав поздних даек отвечает трахиандезитам. Породы магнезиальные с  $f = 0,43–0,61$ , высококалиевой петрохимической серии,  $ASI = 0,9–1,05$ . Они отличаются от близких по кремнекислотности догранитоидных диоритовых порфиров высокими содержаниями  $P_2O_5$  – 0,36 % и F – 0,2 %. Нормативный состав диопсид-гиперстеновый, отношение  $hyp/di = 1,7$ . Расчетные параметры магмогенерации:  $T = 1350$  °C,  $P = 16,5$  кбар. Температура апатитонасыщения 732 °C, циркононасыщения – 719 °C, монацитонасыщения – 645 °C.

Распределение редкоземельных элементов в породах изученных массивов характеризуется различной степенью дифференцированности, нарастающей от гранитоидов массива Святой Нос к гранитоидам массивов Чохчур и Ньюлкучан за счет увеличения содержаний лантаноидов

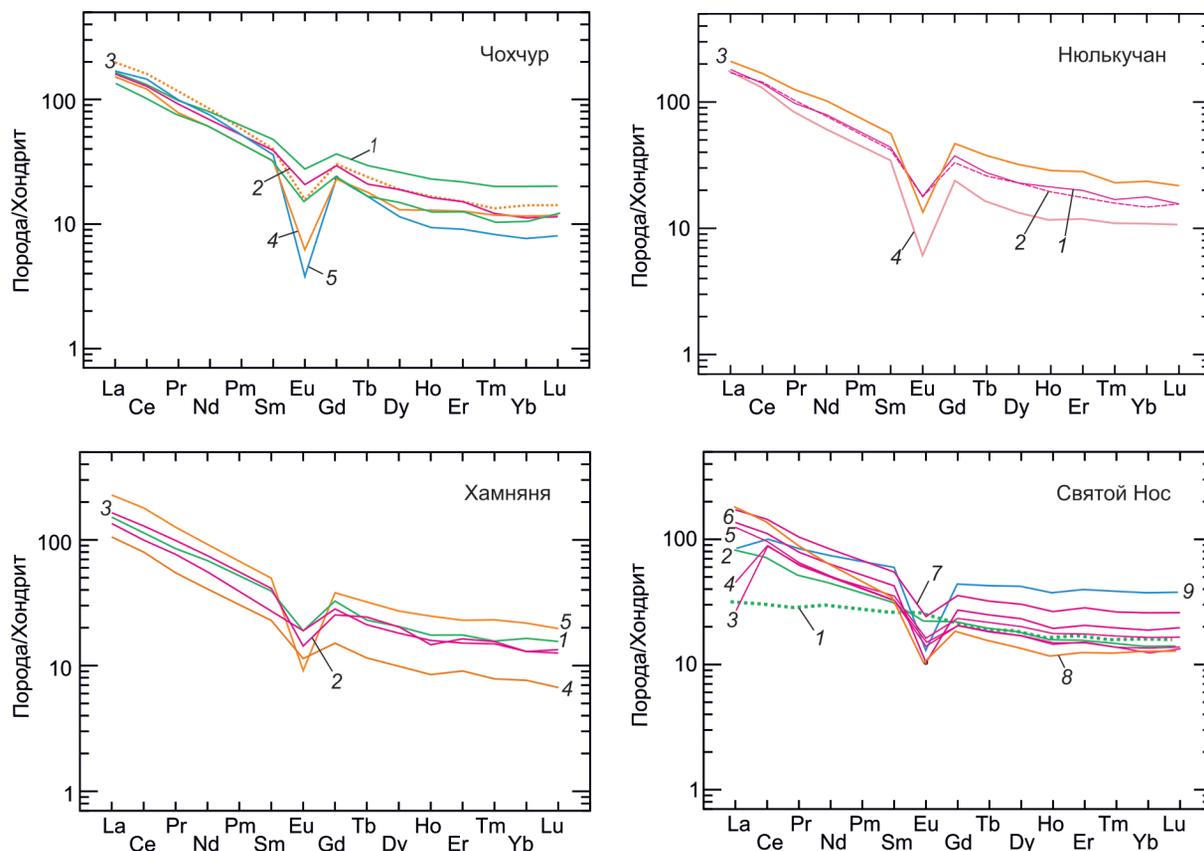


Рис. 6. Нормированное по хондриту [33] распределение редкоземельных элементов в гранитоидах Чохчуро-Чекурдахской зоны.

Массив Чохчур: 1 – 8/1 – диорит, 2 – 10/4 – гранодиорит, 3 – 9/2 – гранит, 4 – 8/1 – гранит-порфир, 5 – 10/5 – риолит; массив Ньюлкучан: 1 – 772/2 – гранодиорит, 2 – 772/1 – гранодиорит, 3 – 770/2 – гранит, 4 – 769/1 – гранит; массив Хамняня: 1 – 20 – диорит, 2 – 22/4 – гранодиорит, 3 – 22/3 – гранодиорит, 4 – 18/8 – гранит, 5 – 18/3 – лейкогранит; массив Святой Нос (по [4]): 1 – 010-01 – диорит, 2 – 022-01 – монцодиорит, 3 – 001-06 – гранодиорит, 4 – 018-01 – гранодиорит, 5 – 006-01 – гранодиорит, 6 – 015-03 – гранодиорит, 7 – 013-01 – гранодиорит, 8 – 020-01 – гранит, 9 – 006-02 – монзонит

Fig. 6. Chondrite-normalized [33] distribution of REE in granitoids of the Chokhchuro-Chekurdakh zone.

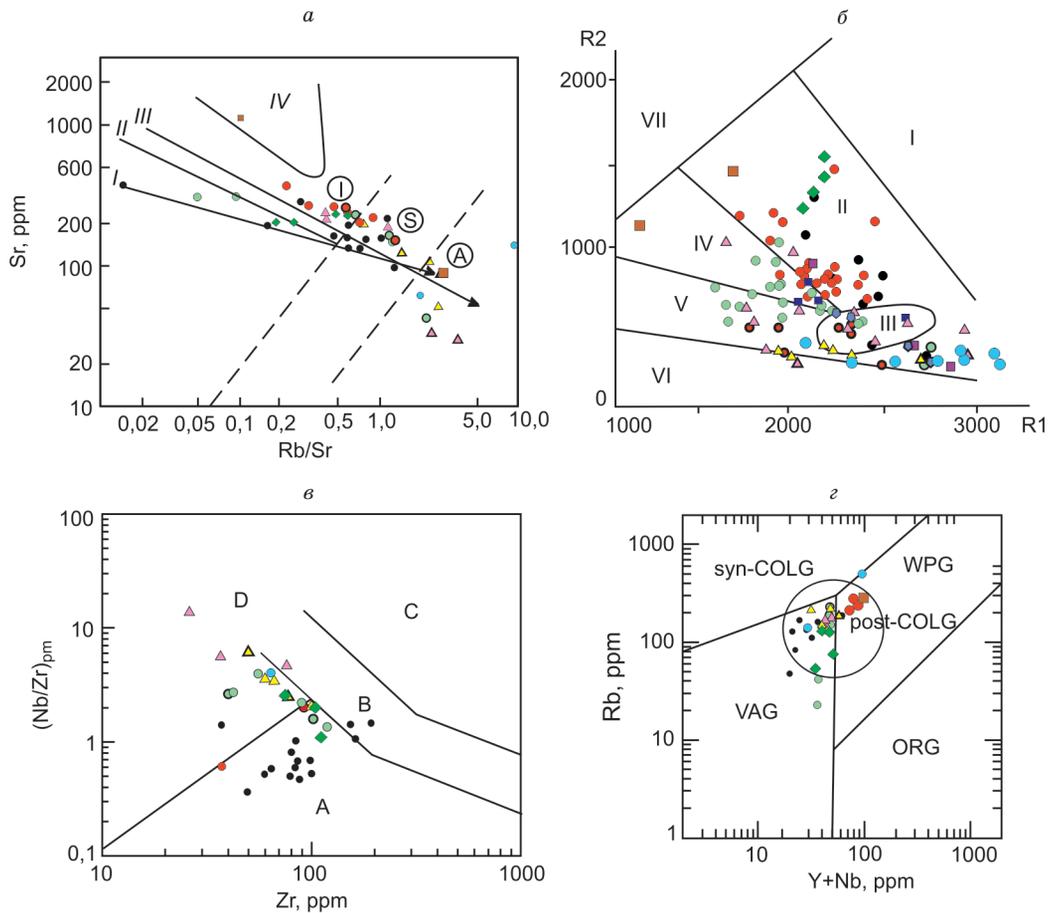
Chokhchur massif: 1 – 8/1 – diorite, 2 – 10/4 – granodiorite, 3 – 9/2 – granite, 4 – 8/1 – granite-porphyr, 5 – 10/5 – rhyolite; Nyulkuchan massif: 1 – 772/2 – granodiorite, 2 – 772/1 – granodiorite, 3 – 770/2 – granite, 4 – 769/1 – granite; Khamnyanya massif: 1 – 20 – diorite, 2 – 22/4 – granodiorite, 3 – 22/3 – granodiorite, 4 – 18/8 – granite, 5 – 18/3 – leucogranite; Svyatoy Nose massif (according to [4]): 1 – 010-01 – diorite, 2 – 022-01 – monzodiorite, 3 – 001-06 – granodiorite, 4 – 018-01 – granodiorite, 5 – 006-01 – granodiorite, 6 – 015-03 – granodiorite, 7 – 013-01 – granodiorite, 8 – 020-01 – granite, 9 – 006-02 – monzonite

(рис. 6; Приложение, табл. 4). Средние значения отношений  $La_n/Yb_n$  для гранитоидов главных фаций массивов в этом направлении возрастают от 3,8 для массива Святой Нос до 13 для массива Ньюлкучан при сохранении для всех массивов низкой степени дифференцированности HREE: отношение  $Gd_n/Yb_n$  в среднем 1,46 – для массива Святой Нос; 2 – для массива Хамняня; 2,1 – для массивов Чохчур и Ньюлкучан (нормировано по [33]). На трендах распределения REE фиксируется отрицательная аномалия Eu с тенденцией ее углубления в том же направлении:  $Eu/Eu^*$  для гранодиоритов массива Святой Нос варьирует в пределах 0,53–0,58; для гранитоидов массива

Хамняня – 0,49–0,6, массива Чохчур – 0,44–0,51, массива Ньюлкучан – 0,25–0,47.  $Eu/Eu^*$  для гранит- и риолит-порфиров – 0,11–0,24.

### Обсуждение результатов

Самые ранние интрузивные образования ЧЧЗ представлены небольшими штоками и дайками раннемеловых диоритов и диоритовых порфиров с U–Pb изотопным возрастом 111–119 млн лет [4]. Расчетные параметры магмогенерации ( $T = 1200\text{ }^\circ\text{C}$  и  $P = 15\text{ кбар}$ ), преобладание среди темноцветных минералов высокотемпературного клинопироксена ( $T = 1130\text{ }^\circ\text{C}$ ,  $P = 13,9\text{ кбар}$  – Приложение, табл. 1); состав биотита, соответствующий



**Рис. 7.** Типизация и геодинамические обстановки формирования гранитоидов Чохчуро-Чекурдахской зоны.

Диаграммы: *a* – Sr – Rb/Sr, тренды дифференциации эталонных серий [38]: I – толеитовый островных дуг, II – известково-щелочной островных дуг, III – известково-щелочной активных окраин, IV – континентально-рифтогенный, I, S, A – типы гранитоидов; *б* – R2 – R1, поля диаграммы по [39]: I – производные мантийных магм, II – предколлизийное (субдукционное), III – синколлизийное, IV – постколлизийных поднятий, V – позднеорогенное, VI – анорогенное, VII – производных щелочных магм;  $R1 = 4Si - 11(Na+K) - 2(Fe+Ti)$ ,  $R2 = 6Ca+2Mg+Al$ , мол.; *в* – (Nb/Zr)<sub>pm</sub> – Zr, поля геодинамических обстановок формирования гранитоидов по [41]: A – вулканических и плутонических пород надсубдукционных обстановок (островные дуги и окраины континентов), B – пород зон коллизии континент-континент, C – лав и плутонов внутриконтинентальных областей и океанических островов, D – высокоглиноземистых пород зон коллизии. Nb/Zr отношения нормализованы к примитивной мантии [41]; *з* – Rb – (Y+Nb) в гранитоидах, поля диаграммы по [40]: ORG – океанических хребтов, VAG – островодужное, syn-COLG – синколлизийное, post-COLG – постколлизийное, WAG – внутриплитное. Условные знаки см. на рис. 4

**Fig. 7.** Typification and geodynamic conditions of formation of granitoids of the Chokhchuro-Chekurдах zone.

Diagrams: *a*) Sr – Rb/Sr, trends of differentiation of typical series [38]: I – tholeiitic island arcs, II – calcareous-alkaline island arcs, III – calcareous-alkaline active margins, IV – rift zones of continents; I, S, A – petrotypes of granitoids; *б*) R2 – R1, the fields of the diagram according to [39] are: I – derivatives of mantle magmas, II – precollisional (subduction), III – syncollisional, IV – postcollisional uplifts, V – late orogenic, VI – anorogenic, VII – derivatives of alkaline magmas;  $R1 = 4Si - 11(Na+K) - 2(Fe+Ti)$ ,  $R2 = 6Ca+2Mg+Al$ , molar; *в*) (Nb/Zr)<sub>pm</sub> – Zr, fields of geodynamic settings for the formation of granitoids according to [41]: A – volcanic and plutonic rocks of suprasubduction environments (island arcs and continental margins), B – rocks of continent – continent collision zones, C – lavas and plutons of intracontinental regions and oceanic islands, D – high-alumina types of collision zones. The Nb/Zr ratios are normalized to the primitive mantle [41]; *з*) Rb – (Y+Nb), the fields of the diagram after [40]: ORG – ocean ridge granites, VAG – volcanic arc granites, syn-COLG – syn collision granites, post-COLG – post-collision granites, WAG within-plate granites. Symbols in Fig. 4

щий биотитам мантийно-коровых производных (см. рис. 3), низкий индекс дифференциации  $DI = 40-46\%$ , высокая магнезиальность указывают на участие основных пород в процес-

сах магмогенерации. В то же время, значения  $Rb/Sr > 0,1$ ,  $Nb/Ta = 9,8-12,7$  (в мантийных производных – 17,5) являются признаками происхождения из корового источника [34, 35] (Приложе-

ние, табл. 4). Соотношения петрогенных оксидов и  $(\text{Ce}/\text{Yb})_n - \text{Ce}_n$  (10,5–62; 3–7,1) соответствуют генерации расплавов в амфиболитовых горизонтах коры, а соотношения  $\text{Ce}/\text{Sm} - \text{Ce}$  (1,3–30,5; 1,4–49; 2,3–52) говорят о низкой степени его плавления (2–5 %) [36, 37]. Можно предполагать, что материнский расплав образовался за счет плавления нижнекоровых субстратов смешанного состава или при воздействии на нижнекоровые субстраты мантийного основного расплава. На диаграмме  $\text{Sr} - \text{Rb}/\text{Sr}$  (рис. 7, а) [38] точки составов диоритовых порфиритов располагаются в поле мантийно-коровых известково-щелочных пород, тяготея к тренду известково-щелочных образований островных дуг. Положение точек составов на диаграммах мультипликативной  $\text{R1} - \text{R2}$  [39],  $\text{Rb} - (\text{Y} + \text{Nb})$  [40],  $(\text{Nb}/\text{Zr})_{\text{pm}} - \text{Zr}$  [41] (рис. 7, б–г соответственно), как и плоские тренды распределения РЗЭ определяют геодинамическую обстановку формирования ранних диоритов как надсубдукционную.

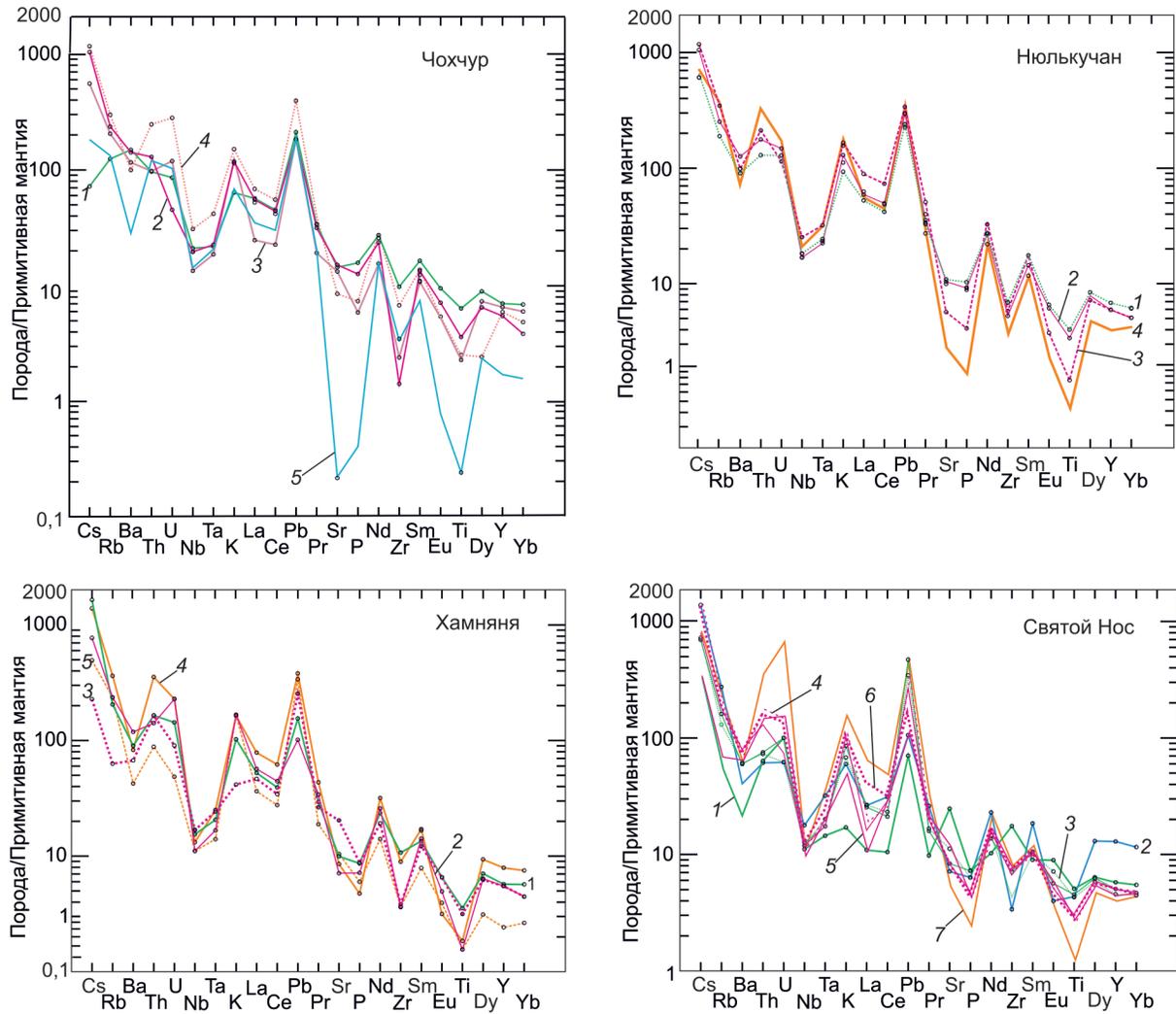
Все гранитоидные массивы ЧЧЗ по данным  $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$  изотопного датирования сформированы практически одновременно в альбское время (105–108 млн лет) [9]. Массивы северной части зоны сложены диорит-гранодиорит-гранитной ассоциацией пород. Как и для ранних диоритов, магнезиальный характер пироксенов, состав биотитов, отвечающих таковому биотитов мантийно-коровых производных, высокие температуры магмогенерации и кварцевых диоритов, и гранодиоритов (1178–1059 °С) указывают на связь процессов их формирования с основными расплавами. Значения  $\text{Rb}/\text{Sr}$  (0,1–1,3) и содержания «коровых» элементов  $\text{Rb}$  (110–160 г/т),  $\text{K}_2\text{O}$  (3–3,8 мас.%),  $\text{Th}$  (11–21 г/т),  $\text{Pb}$  (21–28 г/т) в них выше, чем в ранних диоритах (Приложение, табл. 3, 4). Вариации значений  $\text{K}/\text{Rb}$  (в среднем 182–279 для разных массивов) и соотношения  $\text{La}/\text{Nb} - \text{Ce}/\text{Y} = 2,1 - 3,6$  к  $1,3 - 3,2$  (Приложение, табл. 4) соответствуют генерации расплавов в субстратах, представлявших смесь корового и мантийного вещества [42, 33]. По параметрам состава рассматриваемые породы относятся к гранитоидам I-типа, а соотношения в них петрогенных оксидов отвечают генерации материнских расплавов в амфиболитовых субстратах или у их границы с дацит-тоналитовыми субстратами (см. рис. 5, б). На диаграммах  $\text{R1} - \text{R2}$  и  $(\text{Nb}/\text{Zr})_{\text{pm}} - \text{Zr}$  (см. рис. 7, б, в) точки их составов локализируются в основном в полях надсубдук-

ционных образований. Тренды распределения РЗЭ в гранодиоритах главных фаций характеризуются плоским рисунком в области HREE с отношениями  $\text{Gd}_n/\text{Yb}_n = 1,2 - 1,6$  для массива Святой Нос и  $\text{Tb}_n/\text{Yb}_n = 1 - 1,2$  для массива Харстан. На спайдер-диаграммах отчетливо проявлены минимумы  $\text{Nb}$ ,  $\text{La}$ ,  $\text{P}$ ,  $\text{Ti}$ , также типичные для надсубдукционных образований [42, 43] (рис. 8).

Гранитоиды массивов Максунуоха и Хамняня отличаются наличием переходных к кварцевым монзонитам и граносиенитам разностей и пограничным положением точек их составов между полями надсубдукционных образований и образований активных окраин (см. рис. 7). Отношения  $\text{Gd}_n/\text{Yb}_n$  для гранодиоритов главной фации массива Хамняня возрастают до 2,2–2,3. Минимумы  $\text{Nb}$ ,  $\text{La}$ ,  $\text{P}$ ,  $\text{Ti}$  на спайдер-диаграммах выражены значительно меньше, чем для массива Святой Нос.

Массивы южной части Чохчуро-Чекурдахской зоны – Ньюлкучан и Чохчур сложены граносиенит-лейкогранитной ассоциацией пород умеренной щелочности, с отклонениями до щелочных (см. рис. 4, а). Максимальные температуры материнского расплава 1010–1029 °С при давлении 9–10,1 кбар. Температурный интервал кристаллизации гранитов 1010–1015–643 °С (температуры апатитонасыщения и температуры кристаллизации биотитов) (расчеты по [29]). По соотношениям  $\text{R1} - \text{R2}$ ,  $(\text{Nb}/\text{Zr})_{\text{pm}} - \text{Zr}$  и  $\text{Rb} - (\text{Y} + \text{Nb})$  они соответствуют преимущественно постколлизийным образованиям (см. рис. 7, а, в, г), а соотношения петрогенных оксидов и элементов-примесей (см. рис. 5, а, в, г; рис. 7), как и высокие температуры циркононасыщения (866–908 °С), определяют их в основном как граниты А-типа.

Риолит-порфиры даек отличаются от гранитов массивов Чохчур и Ньюлкучан низкими содержаниями  $\text{P}_2\text{O}_5$  и  $\text{F}$ , варьирующими значениями железистости и глиноземистости, что обусловлено их постмагматическими изменениями (Приложение, табл. 3). Преобладают высокодифференцированные разности с  $\text{DI} = 91 - 98$  %. Тренды распределения РЗЭ наиболее дифференцированные:  $(\text{La}/\text{Yb})_n = 22$ ,  $(\text{La}/\text{Sm})_n = 4,7$ ,  $(\text{Gd}/\text{Yb})_n = 3$ ,  $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,12 - 0,21$  (Приложение, табл. 4). Максимальная расчетная температура магмогенерации –  $T = 1046$  °С,  $P = 10,1$  кбар, температуры циркононасыщения – 853–937 °С. Составы пород соответствуют гранитам А-типа, а обстановка их формирования близка к внутриплитной рифтогенной (см. рис. 4, а, 5, а, 7).



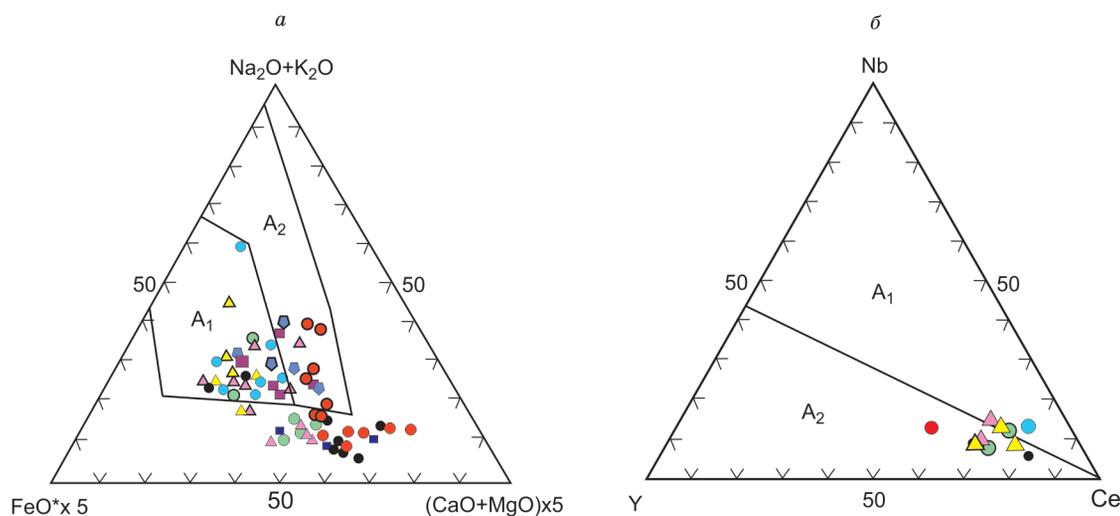
**Рис. 8.** Спайдер-диаграммы для магматических пород Чохчуро-Чекурдахской зоны (нормировано по [42]).  
 Массив Чохчур: 1 – 9/1, диорит, 2 – 10/4, гранодиорит, 3 – 9/2, гранит, 4 – 8/1, гранит, 5 – 10/5 – риолит; массив Ньюлькучан: 1 – 772/2, гранодиорит, 2 – 772/1, гранодиорит, 3 – 770/2 – гранит, 4 – 769/1, гранит; массив Хамняня: 1 – обр. 20, диоритовый порфирит, 2 – 22/4, гранодиорит, 3 – 21/3, гранодиорит, 4 – 22/3, гранодиорит, 5 – 18/3 – гранит, 6 – 18/8, гранит-порфир; массив Святой Нос (по [4]): 1 – 010-01, диорит, 2 – 006-02, монзонит, 3 – 022-01, кварцевый диорит, 4 – 016-01, гранодиорит, 5 – 022-01, гранодиорит, 6 – 015-03, гранит, 7 – 020-01, гранит

**Fig. 8.** Spidergrams for igneous rocks of the Chokhchuro-Chekurdakh zone (normalized according to [42]).  
 Chokhchur massif: 1 – 9/1, diorite, 2 – 10/4, granodiorite, 3 – 9/2, granite, 4 – 8/1, granite, 5 – 10/5 – rhyolite; Nyulkuchan massif: 1 – 772/2, granodiorite, 2 – 772/1, granodiorite, 3 – 770/2 – granite, 4 – 769/1, granite; Khamnyanya massif: 1 – 20, diorite porphyrite, 2 – 22/4, granodiorite, 3 – 21/3, granodiorite, 4 – 22/3, granodiorite, 5 – 18/3 – granite, 6 – 18/8, granite-porphyr; Svyatoy Nose massif (according to [4–12]): 1 – 010-01, diorite, 2 – 006-02, monzonite, 3 – 022-01, quartz diorite, 4 – 016-01, granodiorite, 5 – 022-01, granodiorite, 6 – 015-03, granite, 7 – 020-01, granite

На диаграмме  $FeO - (Na_2O + K_2O) - (CaO + MgO)$  [44] точки составов гранитов и риолитов локализуются в основном в поле гранитов  $A_1$ , а на диаграмме  $Y-Nb-Ce$  [25] занимают пограничное положение между гранитоидами  $A_1$  и  $A_2$  типов (рис. 9).

Отношения  $Nb/Ta$  в гранитах массивов Ньюлькучан и Чохчур варьируют от 9,4 до 13,6 (При-

ложение, табл. 4), в риолитах – от 11,6 до 12,1, т. е. заметно ниже, чем в мантийных гранитоидах [34]. Значения нормированных отношений  $(Y/Nb)_n = 0,19-0,46$ ,  $(Th/Nb)_n = 0,56-1,05$ ,  $(Th/Ta)_n = 0,52-0,8$  в тех и других соответствуют в основном гранитам А-типа конвергентных окраин. Соотношения нормированных по примитивной мантии  $(Y/Nb)_{pm} = 0,19-0,48$ – $(Ce/Pb)_{pm} = 0,37-0,39$ ,



**Рис. 9.** Соотношения микроэлементов в гранитах и риолитах Чохчуро-Чекурдахской зоны.

Диаграммы: а – FeO – (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) – (CaO+MgO) [44]; б – Y – Nb – Ce [25]. Поля диаграмм: А<sub>1</sub> – граниты океанических островов, континентальных рифтов и горячих точек, образованные из базальтового источника океанических островов, внутриплитных или рифтовых сред, А<sub>2</sub> – постколлизийные, посторогенные и анорогенные граниты, образованные из базальтового источника островных дуг и континентальных окраин, или коровым источником тоналитов и гранодиоритов, или частичным плавлением коры. Массивы: 1 – Святой Нос (по [4]), 2 – Юрюнг-Хастах (по [3]), 3 – Чокурдах (по [3]), 4 – Харстан, 5 – Максунуоха; 6–8 – дайки массивов: 6 – Хамняня, 7 – Нюлькучан, 8 – Чохчур, 9 – риолит-порфиры. Условные знаки см. на рис. 4

**Fig. 9.** Ratios of rock-forming and trace element contents in granites and rhyolites of the Chokhchuro-Chekurdakh zone.

Diagram: a) FeO – (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) – (CaO+MgO) [44]; б) Y – Nb – Ce [25]. Fields: А<sub>1</sub> – granites of oceanic islands, continental rifts and hot spots formed from a basalt source of oceanic islands, intraplate or rift environments, А<sub>2</sub> – post-collisional, post-orogenic and anorogenic granites formed from a basalt source of island arcs and continental margins, or a crustal source of tonalites and granodiorites, or partial melting of the crust. Massifs: 1 – Svyatoy Nose (according to [4]), 2 – Yuryung-Khastakh (according to [3]), 3 – Chokurdakh (according to [3]), 4 – Kharstan, 5 – Maksun; 6–8 – dikes massifs: 6 – Khamnyanya, 7 – Nyulkuchan, 8 – Chokhchur, 9 – rhyolite-porphury. Symbols in Fig. 4

как и отчетливо проявленные минимумы Ta, Sr, P, Ti на спайдер-диаграммах (см. рис. 8), характерны для коровых гранитов А-типа [41, 45] (Приложение, табл. 4). На коровую природу протолитов указывает и состав биотитов (см. рис. 3). Эти данные позволяют отнести породы массивов Чохчур и Нюлькучан к гранитам А<sub>2</sub>-типа, который включает кремнекислые континентально-окраинные и континентальные внутриплитные образования [44]. Риолиты имеют близкие характеристики, различаясь максимально выраженными минимумами Sr, P, Ti, менее выраженными максимумами K и Pb и низкими содержаниями HREE. На диаграммах А.В. Гребенникова и G.N. Eby (см. рис. 9) точки составов риолитов располагаются в краевой части полей гранитов А<sub>1</sub>.

В целом большинство параметров составов всех изученных гранитоидов ЧЧЗ свидетельствует об их коровом происхождении. В то же время определены высокие и близкие для всех массивов температуры и глубины магмогенерации.

Частичное плавление континентальной коры возможно только при температуре более 850 °С, которая может быть достигнута за счет поступления ювенильного тепла [36, 46, 47 и др.]. Следовательно, в пределах зоны существовали погребенные очаги основных расплавов, активизация которых в альбе и обусловила плавление коровых субстратов.

Геологическое положение и изотопный возраст гранитоидов ЧЧЗ говорит об их становлении в близкое время в постколлизийный этап развития территории. По данным [43, 48], в постколлизийный этап над зоной субдукции формируются гранитоиды I-типа, а над континентальной окраиной – гранитоиды А-типа. Действительно, гранитоиды святоносского комплекса относятся к I-типу и несут все признаки надсубдукционных образований [4, 8]. В южной части зоны развиты в основном окраинно-континентальные граниты А-типа. Гранитоиды массивов Хамняня и Максунуоха имеют промежуточные между

надсубдукционными и окраинно-континентальными характеристиками. То есть ЧЧЗ сформирована над границей островодужной и преддуговой зон, как это предполагал еще В.Б. Спектор [2].

Завершающие магматизм ЧЧЗ единичные дайки трахиандезитов и лампрофиров интенсивно изменены. Они принадлежат к латитовой петрохимической серии:  $(\text{Na}+\text{K})/\text{Ca} = 0,93$  и  $1,07$  при  $\text{As} = 1,9$  и  $10,1$  (по [49]) и определяются как рифтогенные внутриплитные образования (см. рис. 7, а, з). Максимальные расчетные параметры магмогенерации  $T = 1350$  °С при  $P = 16,5$  кбар. Соотношения  $\text{La}/\text{Nb}-\text{Y}/\text{Ce}$  (0,3–5,9) и  $(\text{La}/\text{Yb})_n-\text{Yb}_n$  (24,5–5,9) указывают на плавление гранат-содержащей мантии, а соотношение  $\text{La}/\text{Yb}-\text{Yb}$  (36–1,4) отвечает плавлению метасоматически обогащенного лерцолита [50].

### Заключение

1. Формирование всех гранитоидных массивов ЧЧЗ происходило в близкое время на постколлизционном этапе развития территории.

2. Гранитоиды массивов северной части зоны представлены I-типом надсубдукционных образований. Граниты ее южной части относятся к гранитам  $A_2$ -типа окраинно-континентальных образований. К гранитам S-типа могут быть отнесены только дайки аплитов и гранит-порфиров.

3. Температуры и давления при магмогенерации для всех массивов близки, что указывает на смену состава субстратов гранитоидов, а также состава коры «фундамента» ЧЧЗ с севера на юг от массива Святой Нос к массивам Чохчур и Ньюлькучан. Эта смена проходит примерно по широте выходов массивов Хамняня и Максунуоха.

4. Все массивы зоны имеют коровое происхождение, а высокие (более 1000 °С) температуры магмогенерации и начала кристаллизации могут быть обусловлены только поступлением ювенильного тепла из долгоживущих погребенных очагов расплавов основного состава.

### Список литературы / References

1. Парфенов Л.М., Кузьмин М.И. (ред.). *Тектоника, геодинамика и металлогения Республики Саха (Якутия)*. М.: МАИК «Наука/Интерпериодика»; 2001, 571 с.  
Parfenov L.M., Kuz'min M.I. (Eds.) *Tectonics, Geodynamics and Metallogeny of the Sakha Republic (Yakutia)*. Moscow: MAIK Nauka/Interperiodica, 2001; 571 p. (In Russ.)

2. Спектор В.Б., Гриненко В.С. *Геологическая карта Якутии масштаба 1: 500 000. Нижнеянский блок*. СПб.: ВСЕГЕИ; 1995.

Spector V.B., Grinenko V.S. *Geological Map of Yakutia 1:500 000 scale. Nizhneyansk block*. St. Petersburg: VSEGEI; 1995. (In Russ.)

3. Прохорова С.М., Иванов О.А. *Оловоносные гранитоиды Яно-Индигирской низменности и связанные с ними россыпи*. Л.: Недра; 1978. 291 с.

Prokhorova S.M., Ivanov O.A. *Tin-bearing granitoids of the Yano-Indigirsk lowland and associated placers*. Leningrad: Nedra; 1978. 291 p. (In Russ.)

4. Лучицкая М.В., Моисеев А.В. Возраст, особенности состава и геодинамическая обстановка формирования гранитоидов и пород комплекса даек мыса Святой Нос, Восточная Арктика. *Геотектоника*. 2020;(3):29–54. DOI: 10.31857/S0016853X20030066.

Luchitskaya M.V., Moiseev A.V. Age, Composition and Geodynamic Setting of Granitoids and Dike Rocks from Cape Svyatoi Nos, Eastern Arctic. *Geotectonics*. 2020;(3):29–54.

5. Лопатин Б.Г. (ред.). *Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1000 000 (новая серия). Лист S-53-55 – Новосибирские острова*. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ; 1999. 208 с.

Lopatin B.G.(Ed.) *State Geological Map of Russian Federation. Scale 1: 1000 000 (new series). Sheet S-53-55 – Novosibirsk Islands*. Explanatory note. St. Petersburg: VSEGEI; 1999. 208 p. (In Russ.)

6. Самусин А.И., Белоусов К.Н., Иванов А.М. *Геологическая карта СССР. Масштаб 1: 200 000. Серия Новосибирские острова*. Листы S-53: Объяснительная записка. М.: Мингео СССР (ВСЕГЕИ); 1985. 130 с.

Samusin A.I., Belousov K.N., Ivanov A.M. *Geological Map of USSR. 1: 200 000 scale. The Novosibirsk Islands series. Sheets S-53: An explanatory note*. Moscow: Min. GeO USSR (VSEGEI); 1985. 130 p. (In Russ.)

7. Натапов Л.М., Сурмилова Е.П. (ред.). *Геологическая карта СССР. Масштаб 1: 1000000 (новая серия). Лист R-53-(55) – Депутатский*. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ; 1992. 105 с.

Natapov L.M., Surmilova E.P. (Eds.) *Geologic map of the USSR. Sheet R-53-55. Deputatskiy. Scale 1:1 000 000 (new series)*. Explanatory note. St. Petersburg: VSEGEI; 1992. 111 p.(In Russ.)

8. Орлов Ю.С., Трунилина В.А., Холмогоров А.И. Магматизм Чохчуро-Чекурдахской вулканоплутонической зоны. *Отечественная геология*. 2000;(5):66–70.

Orlov Yu.S., Trunilina V.A., Kholmogorov A.I. Magmatism of the Chokhchuro-Chekurdakh volcanic-plutonic zone. *Otechestvennaya geologiya*. 2000;(5):66–70. (In Russ.)

9. Layer P.W., Newberry R., Fujita K., et al. Tectonic setting of the plutonic belts of Yakutia, northeast Russia, based on  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology and trace element geochemistry. *Geology*. 2001;29(2):167–17.

10. Yavuz F. Win Pyrox: A Windows program for pyroxene calculation classification and thermobarometry. *Amer. Miner*. 2013;98:1338–1359.

11. Hollister L.S., Grisson G.P., Peters E.K., et al. Confirmation of the empirical correlation on the Al in

hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *Amer. Miner.* 1987;72(3-4):231–239.

12. Rudolphi 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. *Contribution to Mineralogy and Petrology.* 2012;163:877–895. Doi: 10.1007/s00410-011-0704-6.

13. Tindle A.G., Webb R.P. Estimation of lithium contents in trioctahedral micas using microprobe data: application to micas from granitic rocks. *European J. of Mineralogy.* 1990;(2):595–610.

14. Трошин Ю.П., Гребенищикова В.И., Антонов А.Ю. Летучие компоненты в биотитах и металлогенная специализация интрузий. В кн.: Руденко С.А., Рундквист Д.В. (ред.). *Минералогические критерии оценки рудоносности.* Л.: Наука; 1981. С. 73–83.

Troshin Y.P., Grebenshikova V.I., Antonov A.Y. Volatile components in biotites and metallogenic specialization of intrusions. In: Rudenko S.A., Rundkvist D.V. (eds). *Mineralogical criteria for ore content assessment.* Leningrad: Nauka; 1981, pp. 73–83. (In Russ.)

15. Henry D.A., Guidotti Ch.V., Thompson J.A. The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: implication for geothermometry and Ti-substitution mechanism. *Amer. Miner.* 2005;90:316–328.

16. 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.

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

Gusev A.I. Typification of granitoids, based on biotite composition. *Successes of modern natural science.* 2009;(4): 54–57. (In Russ.)

18. Бушляков И.Н., Холоднов В.В. *Галогены в петрогенезисе гранитоидов.* М.: Недра; 1986. 192 с.

Bushlyakov I.N., Kholodnov V.V. *Halogens in Petrogenesis of Granitoids.* Moscow: Nedra; 1986. 192 p. (In Russ.)

19. Brimhall G.H., Crerar D.A. Ore fluids: Magmatic to supergene, in Thermodynamic modeling of geological materials: Minerals, fluids and melts, I. *Mineralogic Society of America Reviews in Mineralogy.* 1987; V. 17(1): 235–321. <https://doi.org/10.1515/9781501508950-010>

20. Wones D.R., Eugster H.P. Stability of biotite: experiment, theory and application. *Amer. Mineral.* 1985;(9): 1228–1272.

21. Шарпенюк 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., Kukharenko 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.)

22. Peccerillo A., Taylor S.R. Geochemistry of Eocene Calc-Alkaline Volcanic Rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey. *Contrib. Miner. Petrol.* 1976;58: 63–81. DOI: 10.1007/BF00384745

23. Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Americ Bull.* 1989;101:635–643. 10.1130/0016-7606(1989)101<0635:TDOG>2.3.CO;2

24. Maeda J. Opening of the Kuril Basin deduced from the magmatic history of Central Hokkaido, northern Japan. *Tectonophysics.* 1990;(174):235–255.

25. Eby G.N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology.* 1992;20:641–644.

26. French W.J., Cameron E.P. Calculation on the temperature of crystallization of silicates from basaltic melts. *Mineralogical Magazine.* 1981;44:19–26.

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

Belyaev G.M., Rudnik V.A. *Formation-Genetic Types of Granitoids.* Leningrad: Nedra; 1978. 168 p. (In Russ.)

28. Куликова В.В., Куликов В.С. *Петрохимическая классификация магматических пород.* Петрозаводск: Кольский научный центр; 2001. 115 с.

Kulikova V.V., Kulikov V.S. *Petrochemical classification of magmatic rocks.* Petrozavodsk: Kola scientific center; 2001. 115 p. (In Russ.)

29. Janoušek V., Farrow C.M., Erban V. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: Introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *J. Petrology.* 2006;47:1255–1259. 10.1093/petrology/egl013

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

31. Gerdes A., Worner G., Henk A. Post-collisional granite generation and HT-LP metamorphism by radiogenic heating: The Variscan South Bohemian Batholith. *Geol. Soc. Lond.* 2000;157:577–587.

32. Jung S., Pfander J.A. Source composition and melting temperatures of orogenic granitoids – constrains 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.* 2007;1:5–40.

33. McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth. *Chemical Geology.* 1995;120:223–253.

34. Green T. H. Experimental studies of trace-element partitioning applicable to igneous petrogenesis – Sedona 16 years later. *Chemical Geology.* 1994;117(1-4):1–36.

35. Rudnik R.L., Gao S., Composition of the Continental Crust. In: Holland H.D., Turekian K.K. (eds.). *Treatise on Geochemistry. V. 4. (Second edition).* Netherlands: Elsevier Ltd., pp. 1–51; 10.1016/B978-0-08-095975-7.00301-6

36. 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;38:371–391.

37. Rollinson H.R. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. London: Longman Group Limited; 1993. 261 p.
38. 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. Сыктывкар: Коми НЦ; 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: Results and prospects. Materials the Second All-Russian Petrographic Meeting*. V. 2. Syktyvkar: Komi Scientific Center; 2000, pp. 270–274. (In Russ.)
39. Batchelor R.A., Bowden P. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chem. Geol.* 1985;48:43–55. 10.1016/0009-2541(85)90034-8
40. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.* 1984;25(4):956–983.
41. Thieblemont D., Tegye M. Une discrimination geochimique des roches différenciées témoin de la diversité d'origine et de situation tectonique des magmas calco-alkalins. *Comptes Rendus L'académie Sci.* 1994; 319. Ser. II: 87–94.
42. Hofmann A.W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature.* 1997;385:219–228.
43. 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. *J. Asian Earth Sci.* 2020;191:104247.
44. Гребенников А.В. Гранитоиды А-типа: проблемы диагностики, формирования и систематики. *Геология и геофизика.* 2014;55(9):1356–1373.
- Grebennikov A.V. Granitoids of A-type: problems of diagnostics, formation and systematics. *Russian Geology and Geophysics.* 2014;55(9):1074–1086. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2014.08.003>
45. Moreno J.A., Molina J.F., Montero P.O., et al. Unraveling sources of A-type magmas in juvenile continental crust: Constraints from compositionally diverse Ediacaran post-collisional granitoids in the Katerina Ring Complex, southern Sinai, Egypt. *Lithos.* 2014;192–195: 56–85. doi:10.1016/j.lithos.2014.01.010
46. Wang L. X., Ma C.Q., Zhang C. Halogen Geochemistry of Island A-Type Granites from Jiuhuashan Region (South China): Insights into the Elevated Fluorine in A-Type Granite. *Chem. Geol.* 2018;478:164–182. 10.1016/j.chemgeo.2017.09.033.
47. 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>
48. Wu F.Y., Sun D.Y., Li H.M. A-Type Granites in Northeastern China: Age and Geochemical Constraints on Their Petrogenesis. *Chem. Geol.* 2002;187 (1/2):143–173. 10.1016/s0009-2541(02)00018-9
49. Бородин Л.С. *Петрохимия магматических серий*. М.: Наука; 1987. 241 с.
- Borodin L.S. *Petrochemistry of magmatic series*. Moscow: Nauka; 1987. 241 p. (In Russ.)
50. Drill S.I., Kuzmin M.I., Tsipukova S.S., Zonen-shain L.P. Geochemistry of basalts from the West Woodlark, Lau and Manus basins: implication for their petrogenesis and source rock composition. *Marine Geology.* 1997;142:57–83.

Дополнительные материалы доступны по адресу: <https://www.diamond.ysn.ru/wp-content/uploads/2025/03/Доп-материалы-к-статье-Трунилиной-ВА-Гранитоидный-магматизм-Чохчуро-Чекурдахской-зоны.pdf> (Прил\_Рис\_1. Микрофотографии магматических пород Чохчуро-Чекурдахской зоны; Прил\_Рис\_2. Микрофотографии пород даек Чохчуро-Чекурдахской зоны; Таблица 1. Состав пироксенов и амфиболов гранитоидов Чохчуро-Чекурдахской зоны; Таблица 2. Состав биотитов магматических пород Чохчуро-Чекурдахского ряда; Таблица 3. Средние составы магматических пород Чохчуро-Чекурдахской зоны; Таблица 4. Состав магматических пород Чохчуро-Чекурдахской зоны по данным силикатного и ICP-MS анализов).

#### Об авторе

**ТРУНИЛИНА Вера Аркадьевна**, доктор геолого-минералогических наук, главный научный сотрудник, Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск, Российская Федерация, <https://orcid.org/0000-0003-0911-2386>, Scopus Author ID: 6506344347, SPIN: 8225-5388, e-mail: [trunilina40@mail.ru](mailto:trunilina40@mail.ru)

#### Конфликт интересов

Автор заявляет об отсутствии конфликта интересов.

***About the author***

**TRUNILINA, Vera Arkadyevna**, Dr. Sci. (Geol. and Mineral.), Chief Researcher, Diamond and Precious Metal Geology Institute, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Yakutsk, Russian Federation, <https://orcid.org/0000-0003-0911-2386>, Scopus Author ID: 6506344347, SPIN: 8225-5388, e-mail: [trunilina40@mail.ru](mailto:trunilina40@mail.ru)

***Conflict of interest***

The author declares no conflict of interest.

*Поступила в редакцию / Submitted 16.11.2024*

*Поступила после рецензирования / Revised 25.02.2025*

*Принята к публикации / Accepted 10.03.2025*