

## Возраст и особенности состава интрузивных образований северной части Балыгычано-Сугойского рифтогенного прогиба (северо-восток России)

М. Н. Петрова<sup>1</sup>, С. Ю. Петров<sup>1</sup>, М. Ю. Курапов<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, Российская Федерация, 199106, Санкт-Петербург, Средний пр., 74

<sup>2</sup> Санкт-Петербургский государственный университет, Российская Федерация, 199034, Санкт-Петербург, Университетская наб., 7–9

**Для цитирования:** Петрова, М. Н., Петров, С. Ю., Курапов, М. Ю. (2021). Возраст и особенности состава интрузивных образований северной части Балыгычано-Сугойского рифтогенного прогиба (северо-восток России). *Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле*, 66 (3), 595–615. <https://doi.org/10.21638/spbu07.2021.309>

Структура Балыгычано-Сугойского (Омсукчанского) рифтогенного прогиба, рассматривается различными исследователями как ответвление Охотско-Чукотского вулканического пояса (ОЧВП), так и в качестве самостоятельной структуры. К нему приурочено уникальное золото-серебряное месторождение Дукал, а также многочисленные месторождения и рудопроявления различных типов, в том числе и благороднометального: Арылах, Лунное, Зеленый, Аскольд, Мечта, Тидид, Красин и другие. Перечисленные объекты расположены в южной части прогиба и пространственно тяготеют к структуре ОЧВП. С процессом становления и развития Балыгычано-Сугойского прогиба связаны последовательные этапы магматизма, охарактеризованные в предлагаемой статье на примере интрузивных образований, приуроченных к его северной части — Нягаинской впадине. Эта часть прогиба наиболее удалена от пояса и является на сегодняшний день наименее изученной. Впервые для распространенных здесь интрузивных образований мандычанского габбро-диоритового и наяханского габбро-лейкогранитового комплексов проведено U-Pb-датирование цирконов и бадделитов, дана петрогеохимическая характеристика слагающих их пород, а также пород омсукчанского лейкогранитового комплекса. Начальный этап формирования рифтогенной структуры маркируют образования позднеюрского-раннемелового мандычанского комплекса, для которого получены значения возраста 145–139 млн лет. Последовательное внедрение гранитоидов наяханского и омсукчанского комплексов 84–85 млн лет (сантон) и 81–82 млн лет (кампан) соответственно связано с активизацией магматизма, синхронной формированию ОЧВП. Петрографический состав и петрогеохимические характеристики гранитоидов этих комплексов указывают на их принадлежность к гранитам I-типа, образованным в обстановке растяжения с проявлением у лейкогранитов омсукчанского комплекса признаков, соответствующих гранитам A-типа.

**Ключевые слова:** Балыгычано-Сугойский прогиб, интрузивные образования, U-Pb-датирование, петрогеохимические характеристики, гранитоиды, северо-восток России.

## 1. Введение

Балыгычано-Сугойский прогиб расположен в междуречье крупных правых притоков Колымы — рр. Балыгычан и Сугой, простираясь от их устья на юг на расстояние порядка 300 км. Он представляет собой рифтогенную впадину и в литературе описан как Омсукчанский грабен или рифтогенный прогиб (Белый, 1994; Котляр и Русакова, 2004; и др.).

В южной части прогиб тесно смыкается со структурой Охотско-Чукотского вулканического пояса (ОЧВП) и часто рассматривается в качестве его ответвления (Белый, 1994; Котляр и Русакова, 2004; и др.). Однако существуют значительные различия в строении разрезов вулканических комплексов ОЧВП и комплексов, выполняющих прогиб (Кузнецов и Ливач, 2005), в связи с чем он рассматривается в качестве самостоятельной структуры. Некоторые петролого-геохимические, изотопно-геохимические и изотопно-геохронологические характеристики приуроченных к Балыгычано-Сугойскому прогибу магматических комплексов, по мнению ряда авторов, свидетельствуют об их связи с образованиями пояса (Петров и др., 2006; Akinin and Miller, 2011). Это определило необходимость уточнить возраст и выявить особенности вещественного состава интрузивных образований, связанных со структурой прогиба, охарактеризовать источники магм и геодинамическую обстановку мелового интрузивного магматизма. Данные петролого-геохимических и изотопно-геохронологических исследований, а также характеристика интрузивных образований в геофизических полях, представленные ниже, получены для этой территории впервые. Эти данные позволят в дальнейшем проследить эволюцию интрузивного магматизма региона и уточнить его связь с магматизмом ОЧВП.

## 2. Объекты исследования

В структуре прогиба выделяются две крупные впадины: Омсукчанская — на юге и Нягаинская — на севере. Последняя отличается сокращенным разрезом и более тонкозернистым составом терригенных раннемеловых отложений, а также менее интенсивным проявлением процессов позднемелового магматизма. К Омсукчанской впадине приурочены известное крупное золото-серебряное месторождение Дукат и ряд других. В пределах Нягаинской впадины на сегодняшний день известно лишь небольшое месторождение Роговик, и в целом она изучена в гораздо меньшей степени.

Фундамент прогиба представлен дислоцированными структурами Яно-Колымской складчатой системы северо-восточного субширотного простирания, которые сложены пермскими, триасовыми и юрскими терригенными породами верхоянского комплекса. Широко распространены меловые интрузивные образования различного состава, с которыми во многом связан минерагенический потенциал района.

В основании разреза Нягаинской впадины располагаются высоко- и ультракалиевые кислые вулканы аскольдинского вулканического комплекса валанжинского возраста (Akinin and Miller, 2011). Фрагментарно распространены бимодальные вулканы арылахского комплекса. Вулканы перекрыты терригенными, преимущественно тонкозернистыми угленосными осадками уликской, галимовской

и айгурской свит, объединенных в омсукчанскую серию апт-альбского возраста. Разрез наращивается последовательно в результате формирования в позднеальбское-кампанское время вулканических комплексов андезитового (каховский комплекс), риодацитового (надеждинский и шороховской комплексы) и базальтового (джагынский) составов, образование которых происходило на стадии активизации синхронно с ОЧВП (Кузнецов и Ливач, 2005). Изученные интрузивные образования, приуроченные к Нягаинской впадине, представлены гипабиссальными и плутоническими комплексами, сложенными породами от основного до кислого состава (рис. 1).

Складчатые структуры фундамента секут многочисленные дайкообразные тела *мандычанского габбродиоритового гипабиссального комплекса*. Распространены дайки в полосе субмеридионального простирания шириной 15 км и протяженностью 50 км из бассейна р. Егорлык в истоки руч. Дамир — правых притоков р. Балыгычан.

Наиболее крупные плутоны, интрузирующие как образования верхоянского комплекса, так и в разной степени деформированные раннемеловые вулканические комплексы относятся к *наяханскому габбро-лейкогранитовому и омсукчанскому лейкогранитовому* (Ливач и др., 2000) *плутоническим комплексам*. Эти тела сосредоточены в южной части Нягаинской впадины и отчасти в ее восточном обрамлении.

Изученная территория крайне плохо обнажена, поэтому интрузивные тела перечисленных комплексов изучены главным образом по развалам и их проявленности в геофизических полях (прил. 2.1<sup>1</sup>). Дайкам мандычанского комплекса соответствуют линейные магнитные аномалии субмеридионального простирания. Плутоны наяханского габброгранитного комплекса в магнитном поле выделяются по ярко выраженным площадным высокоинтенсивным положительным аномалиям (от 200 до 2000 нТл). Лейкограниты омсукчанского комплекса, напротив, характеризуются отрицательными слабоинтенсивными (до -150 нТл) магнитными аномалиями в обрамлении высокоинтенсивных разнознаковых аномалий контактовых ореолов (от -400 до 700 нТл). Наиболее контрастно массивы лейкогранитов отображены на карте мощности дозы суммарного гамма-излучения. Для них характерны повышенные значения гамма-спектрометрического поля ( $RK = 20-40$  мкР/ч,  $U = 4-10 \times 10^{-4} \%$ ,  $Th = 12-40 \times 10^{-4} \%$  и  $K = 3-6 \%$ ). Отчетливо видна зональность наиболее крупных плутонов, выраженная как в магнитном, так и в гамма-спектрометрическом полях.

### 3. Аналитические методы

Для определения концентраций петрогенных оксидов и элементов примесей в породах использованы следующие аналитические методы: рентгеноспектральный флюоресцентный анализ и ICP-MS с разложением проб методом сплавления. Исследования проводились в Центральной лаборатории ФГБУ «ВСЕГЕИ».

Для определения возраста интрузивных образований северной части Балыгычано-Сугойского прогиба и его западного обрамления использовался U-Pb-метод датирования циркона и бадделеита. Исследования проводились на вторично-ион-

<sup>1</sup> Здесь и далее приложения 2.1–2.4 можно найти по электронному адресу: <https://escjournal.spbu.ru/article/view/9273/7891>. Приложения даны в авторской редакции.

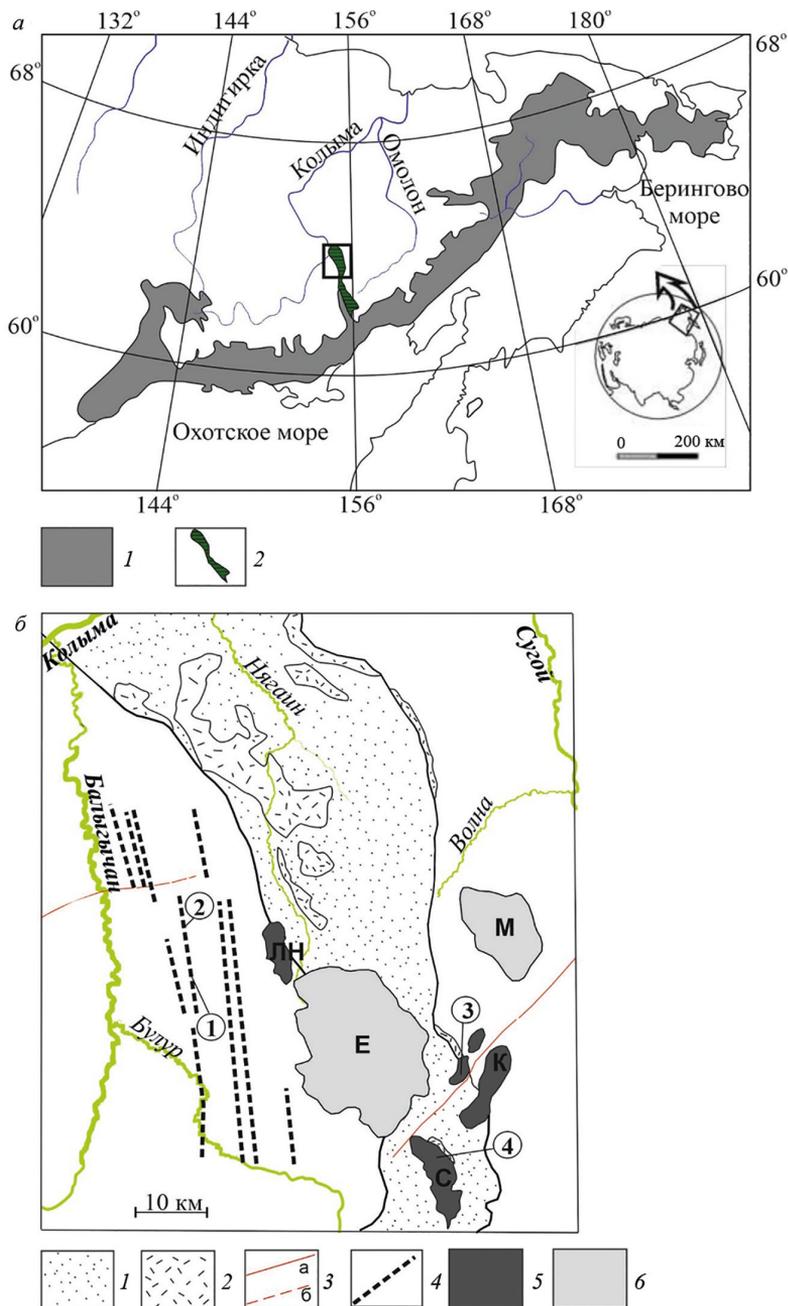


Рис. 1. *a* — схема расположения района исследований: 1 — ОЧВП по (Белый, 1994); 2 — Балыгычано-Сугойский прогиб; *b* — схема строения северного фланга Балыгычано-Сугойского прогиба по (Кузнецов и Ливач, 2005), с изменениями и дополнениями: 1 — терригенные и вулканогенно-осадочные образования, выполняющие структуру прогиба; 2 — вулканиты кислого состава; 3 — разрывные нарушения: прослеженные (а), предполагаемые (б); интрузивные образования: 4 — мандычанского; 5 — наяханского (массивы: С — Светлинский, К — Кобзарь, ЛН — Лево-Нягаинский), 6 — омуksчанского (массивы: Е — Егорлыкский, М — Марат) комплексов; цифры в кружках — места отбора проб для исследований

ном микрозонде SHRIMP-II (ЦИИ «ВСЕГЕИ»), измерения U-Pb-отношений — по адаптированной в ЦИИ методике (Schuth et al., 2012), описанной в работе (Williams, 1998). Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приводятся на уровне  $1\sigma$ , погрешности вычисленных возрастов, в том числе конкордантных, — на уровне  $2\sigma$ . Построение графиков Аренса — Везерилла (Wetherill, 1956) с конкордией проводилось с использованием программы ISOPLOT/EX (Ludwig, 2003).

#### 4. Петрографическая характеристика интрузивных комплексов

**Мандычанский комплекс** включает дайки и небольшие штоки, сложенные породами основного и среднего составов умереннощелочного ряда и их переходными разностями с широкими вариациями содержания второстепенных и акцессорных минералов. В их составе преобладают диориты, монцониты, монцодиориты, монцогаббро, в меньшей степени распространены габбро и долериты, подчиненно присутствуют эссекситы. Переходы между ними постепенные.

**Диориты** — серые мелко- или среднезернистые породы с гипидиоморфнозернистой структурой, состоят из андезина (40–60%), клинопироксена (до 10%), роговой обманки (до 35%), кварца (5%), акцессорных минералов — рудного (до 10%), сфена, апатита, циркона.

**Монцониты** — серые порфиroidные массивные породы с монцонитовой структурой, состоящие из андезина (30–35%), калишпата (30–40%), клинопироксена (10–17%), роговой обманки (5–10%), редких чешуек биотита и зерен кварца. Акцессорные минералы — апатит, ильменит, циркон, ортит; вторичные — хлорит, карбонат — составляют до 15%.

**Монцодиориты** — серые, светло-серые мелко-, средне- и крупнозернистые равномернозернистые массивные породы с гипидиоморфнозернистой структурой. Состоят из андезина-лабрадора № 45–55 (60%), роговой обманки (20–40%), биотита (5–10%), кварца и калишпата (5–10%). Акцессорные минералы: циркон, апатит, ильменит, магнетит.

**Габбродиориты** — темно-серые массивные неравномернозернистые породы, состоящие из андезина (40–65%), клинопироксена (6–40%), роговой обманки (1–20%), биотита (3–6%), ортоклаза (5–7%), кварца (2–5%); акцессорных минералов — апатита, сфена, магнетита. Структура офитовая и пойкилоофитовая.

Вторичные изменения умеренные: по плагиоклазу наблюдается развитие серицита, соссюрита, эпидота, пренита, иногда альбита, по темноцветным минералам — хлорита, серпентина, лейкоксена, актинолита, карбоната, реже отмечаются вторичные — цеолиты, кварц, пирит.

**Наяханский комплекс** образован в три фазы. В первую фазу внедрились габбро, габбродиориты, диориты, кварцевые диориты, монцониты и кварцевые монцониты. Они участвуют в строении небольших штокообразных тел (Ливач и др., 2000). Вторая фаза сложена роговообманково-биотитовыми гранодиоритами и гранитами; третья фаза — лейкогранитами, гранит-порфирами, редко умереннощелочными лейкогранитами. Породы второй и третьей фаз внедрения участвуют в строении массивов Светлинский, Кобзарь и Лево-Нягаинский (рис. 1).

**Гранодиориты** — серые, светло-серые мелко- и среднезернистые, в центральной части массивов равномернозернистые породы, в краевых частях постепенно

приобретают порфировидную и у контактов — порфировую структуру. Основная масса призматически зернистая, у порфировых разностей микропйкилитовая. Вкрапленники (20–25 %) представлены олигоклазом, часто имеющим зональное строение; акцессорные минералы — апатит, магнетит, сфен, циркон. Выделяются пироксен-роговообманковые, биотит-роговообманковые и существенно роговообманковые разности.

*Гранит-порфиры* наиболее распространены среди пород третьей фазы. Это светло-серые с кремовым оттенком мелкозернистые породы порфировой структуры. Во вкрапленниках (25–35 %) преобладают зональные полисинтетические двойники олигоклаза; в подчиненном количестве, примерно в равных долях, присутствуют биотит и кварц, в единичных зернах — роговая обманка. Основная масса микрогранитовая, участками микропйкилитовая, в зальбандах даек иногда фельзитовая; состоит из калиевого полевого шпата со вростками кварца и альбита, кварца, биотита, единичных зерен роговой обманки; акцессорные: апатит, циркон, гранат, ильменит.

*Омсулчанский комплекс* образован в две фазы. Лейкограниты первой фазы слагают массивы Егорлыкский и Марат (рис. 1), вторая фаза представлена редкими дайками аплитов и аплитовых гранитов.

*Лейкограниты* — серые, светло-серые розоватые или желтоватые, крупно- и среднезернистые порфировидные породы гранитной структуры с элементами гипидиоморфнозернистой, аллотриоморфнозернистой, участками пегматитовой. Состав (%): кварц — 30–36, ортоклаз со включениями альбита — 24–47, олигоклаз — 10–35, биотит — 2–7; акцессорные минералы: апатит, циркон, сфен, ортит, магнетит. Порфировые разности лейкогранитов содержат 10–30 % вкрапленников кварца и калиевого полевого шпата размером 0.5–7.0 мм; основная масса микрографическая, микрогранитовая, участками микропегматитовая, а в зальбандах тел иногда фельзитовая (Ливач и др., 2000). Состав (%): кварц — 35, калинатровый полевой шпат — 45, плагиоклаз — 20, биотит — менее 1; акцессорные минералы: циркон, ксенотим, монацит, ортит, апатит, сфен и магнетит.

## 5. Геохронологические исследования

Изотопно-геохронологические исследования были проведены для габброидов мандычанского и гранодиоритов массивов Кобзарь и Светлый наяханского комплекса. Ниже приведены результаты U-Pb-датирования цирконов (3 пробы) и бадделеитов (1 проба), которые суммированы в таблице.

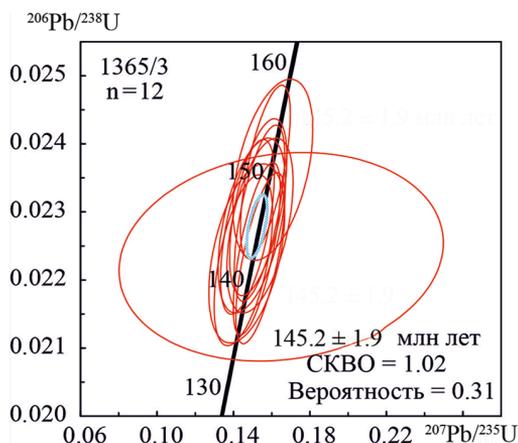
Для пород *мандычанского комплекса* были проведены изотопно-геохронологические исследования U-Pb-методом по циркону (пробы № 1365/3) и бадделеиту (проба № 1362/3).

*Авгит-биотитовый монзонит (образец 1365/3)*. Микрофотографии датированных цирконов (11 зерен) в режиме катодолюминесценции приведены в приложении 2.2. Содержание урана и тория варьирует в широких пределах от 637 до 8849 г/т и от 412 до 3298 г/т соответственно. Величины Th/U-отношения варьируют в широких пределах — от 0.32 до 1.22 (прил. 2.2, табл. 2.1). По результатам U-Pb-датирования девяти зерен циркона (в том числе одно зерно датировано в двух точках и одно — в трех точках) был получен конкордантный возраст, равный

**Таблица. Результаты изотопно-геохронологических исследований U-Pb-методом по циркону и бадделеиту для интрузивных образований северной части Балыгычано-Сугойского прогиба**

№ п/п	№ пробы	Комплекс	Минерал	Кол-во определений	Возраст
1	1365/3	мандычанский	циркон	15	145.2 ± 1.9 млн лет J3-K1 (титонский — берриасский)
2	1362/3	мандычанский	бадделеит	27	139.7 ± 3.7 млн лет K1 (берриасский — валанжинский)
3	8605/1	наяханский	циркон	12	84.8 ± 1.1 млн лет K2 (сантон)
4	8608/16	наяханский	циркон	12	85.8 ± 1.2 млн лет K2 (сантон)
5	ЛО-1	омсукчанский	циркон	11	81.69 ± 0.81 млн лет

*Примечание.* 1 — авгит-биотитовый монцонит; 2 — биотитсодержащий габбродолерит; 3 — роговообманково-биотитовый гранодиорит (массив Кобзарь); 4 — биотит-роговообманковый гранодиорит (массив Светлый); 5 — лейкогранит (массив Лево-Омсукчанский) (Кузнецов и др., 2008).



*Рис. 2.* U-Pb-диаграмма с конкордией<sup>2</sup> для проанализированных цирконов из авгит-биотитового монцонита мандычанского комплекса (образец 1365/3). Составлено авторами

145.2 ± 1.9 млн лет (рис. 2). Два зерна характеризуются высоким содержанием неродиогенного свинца (9.06 и 4.33), что указывает на возможное нарушение U-Pb-системы в этих зернах. Таким образом, они были исключены из расчета конкордантного возраста.

*Биотитовый монцодиорит (образец 1362/3).* Микрофотографии датированных кристаллов бадделеита (23 зерна), выполненные в режиме катодолуминес-

<sup>2</sup> Эллипсы фигуративных точек соответствуют погрешности 2σ (здесь и далее на рис. 3 и 4).

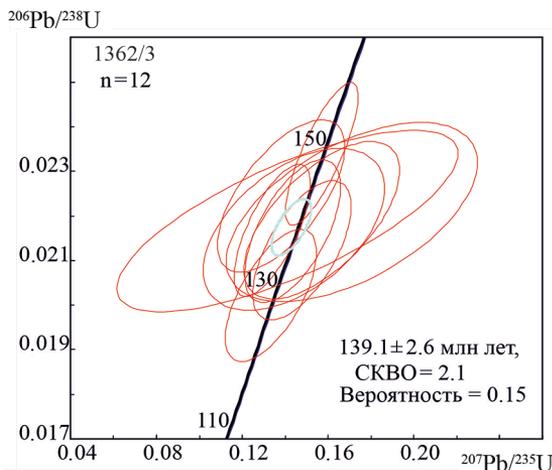


Рис. 3. U-Pb-диаграмма с конкордией для проанализированных бадделеитов из биотитсодержащего габбродолерита мандычанского комплекса (образец 1362/3). Составлено авторами

ценции, приведены в приложении 2.3. Размер зерен варьирует от 30 до 100 мкм с коэффициентом удлинения от 1.5 до 3. Бадделеиты представлены идиоморфными, субидиоморфными прозрачными и полупрозрачными кристаллами и их обломками от светло-желтого до коричневого цвета, в которых не наблюдается зональность. Содержание U варьирует в пределах 55–1262 ppm, Th — 9–391 ppm (прил. 2.3). Величины Th/U-отношения варьируют в широких пределах — от 0.05 до 1.13. Для зерна 12.1 было получено очень высокое значение Th/U-отношения, равное 9.30. По результатам U-Pb-датирования семи зерен бадделеита (12 точек) был получен конкордантный возраст, равный  $139.1 \pm 2.6$  млн лет (рис. 3). Для пятнадцати зерен, не использованных при построении конкордии, был получен возраст, близкий к конкордантному, однако все эти зерна характеризуются высокой дискордантностью.

В пробах из гранодиоритов **наяханского комплекса** проанализированные цирконы представлены прозрачными идиоморфными длиннопризматическими кристаллами. Цвет варьирует от светло-желтого до коричневого. На катодолюминесцентных изображениях (прил. 2.4) кристаллов циркона наблюдается отчетливая магматическая зональность. Продатированные цирконы характеризуются отсутствием существенного воздействия вторичных процессов на уран-свинцовую изотопную систему, практически все полученные значения возраста конкордантны (совпадают по независимым изотопным системам  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  и  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ).

*Роговообманково-биотитовый гранодиорит (массив Кобзарь) (образец 8605/1).* Содержание урана и тория варьирует в пределах от 252 до 612 г/т и от 112 до 402 г/т соответственно. Величины Th/U-отношения варьируют в широких пределах — от 0.32 до 0.68 (прил. 2.4). По результатам U-Pb-датирования всех двенадцати зерен циркона был получен конкордантный возраст, равный  $84.8 \pm 1.1$  млн лет.

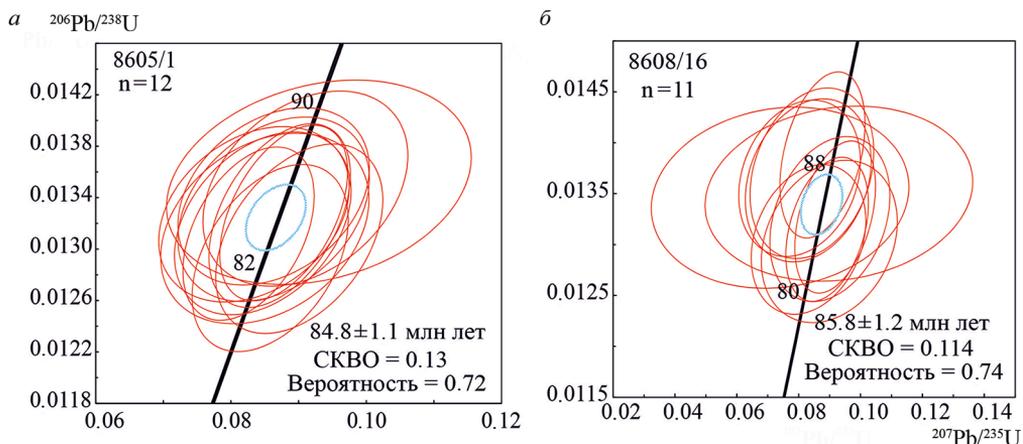


Рис. 4. U-Pb-диаграммы с конкордией для проанализированных цирконов из пород наяханско-го комплекса: а — роговообманково-биотитовый гранодиорит, массив Кобзарь (образец 8605/1); б — биотит-роговообманковый гранодиорит, массив Светлый (образец 8608/16). Составлено авторами

*Биотит-роговообманковый гранодиорит (массив Светлый) (образец 8608/16).* Содержание урана и тория варьирует от 172 до 533 г/т и от 85 до 367 г/т соответственно. Величины Th/U-отношения варьируют в широких пределах, от 0.50 до 0.73 (прил. 2.4). По результатам U-Pb-датирования одиннадцати зерен циркона был получен конкордантный возраст, равный  $85.8 \pm 1.2$  млн лет (рис. 4, б). Одно зерно имеет возраст древнее рассчитанного конкордантного и, возможно, было захвачено из вмещающих толщ.

## 6. Петрогеохимическая характеристика пород

Показатели содержания петрогенных оксидов и элементов-примесей приведены в приложении 2.5<sup>3</sup>. Для построения классификационных и других диаграмм использованы материалы авторов и в меньшей степени опубликованные литературные данные (Кузнецов и др., 2008; Ливач и др., 2000).

На классификационной диаграмме ( $K_2O + Na_2O$ ) —  $SiO_2$  (рис. 5, а) фигуративные точки составов пород раннемелового мандычанского комплекса располагаются в полях пород основного и среднего составов умеренной щелочности, образуя тренд от монцогаббро до монциодiorитов. Содержание  $SiO_2$  в них варьирует от 46.7 до 55.6%. Позднемеловой наяханский комплекс характеризуется средним и кислым составом пород ( $SiO_2$  — 51.4–68.4%) нормального и умеренно-щелочного рядов. На TAS-диаграмме точки их составов образуют две группы, отвечающие первой и второй фазам внедрения. Их состав отличается содержанием кремнезема ( $SiO_2$ ) — 51–58 и 62–68% соответственно, при этом более кислые разности на фоне относительно пониженной суммы щелочей обогащены  $K_2O$ , что отражено на диаграмме  $K_2O$  —  $SiO_2$  (рис. 5, б).

<sup>3</sup> Приложение 2.5 можно найти по электронному адресу: <https://escjournal.spbu.ru/article/view/9273/7892>. Приложение дано в авторской редакции.

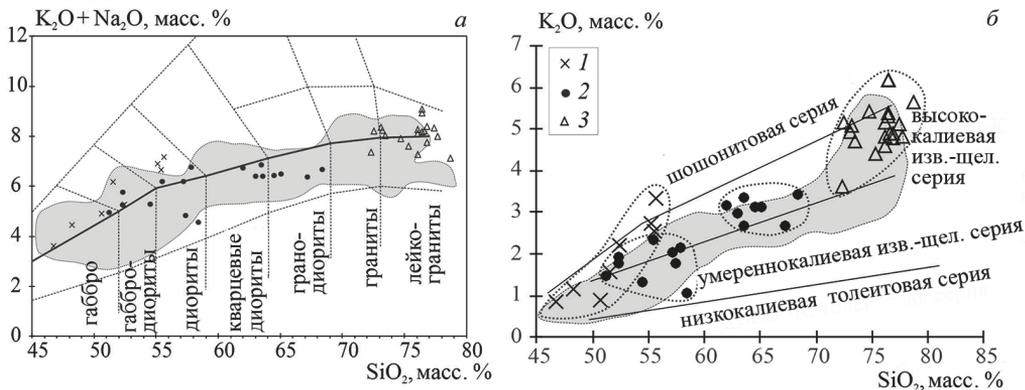


Рис. 5. Диаграммы  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$  (а) поля составов по (Петрографический кодекс..., 2009);  $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$  (б) по (Peccherillo and Taylor, 1976) для интрузивных пород Нягаинской впадины. Точки составов: 1 — мандычанского, 2 — наяханского, 3 — омсукчанского комплексов. Для сравнения показаны поля составов вулканитов Охотского сектора ОЧВП по (Тихомиров, 2018)

Точки составов пород позднемелового омсукчанского комплекса группируются преимущественно в полях лейкогранитов нормальной и умеренной щелочности с содержанием  $\text{SiO}_2$ , равным 69.5–81.5 % (преобладает 76–77 %).

По соотношению  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{SiO}_2$  породы рассматриваемых комплексов относятся преимущественно к высококаалиевой и в меньшей степени к умереннокаалиевой известково-щелочной серии с щелочностью натриевого и калиево-натриевого типа ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  для кислых пород составляет 0.6–1.2; для средних — 1.6–4.3; для основных — 2.7–3.2).

На вариационных диаграммах Харкера (рис. 6) для изученных пород с ростом содержания  $\text{SiO}_2$  снижаются концентрации  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{FeO}_{\text{общ}}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  и возрастают концентрации  $\text{K}_2\text{O}$ . Содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в субщелочных габброидах мандычанского комплекса обнаруживает некоторый разброс (от 12 до 17.5 %) без явной корреляции с содержанием  $\text{SiO}_2$ . В породах кислого состава с ростом  $\text{SiO}_2$  доля глинозема убывает. Точки составов пород разных фаз внедрения наяханского комплекса образуют на всех диаграммах поля, соответствующие породам диорит-гранодиоритового и гранитного состава. Первое из них перекрывается с полем составов пород мандычанского комплекса, второе — образует единый тренд с породами омсукчанского комплекса на всех диаграммах, кроме  $\text{Na}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ . Концентрация  $\text{Na}_2\text{O}$  показывает слабую положительную корреляцию с  $\text{SiO}_2$  в интервале кремнекислотности от 45 до 67 %, а при кремнекислотности свыше 67 % — отрицательную. Породы мандычанского комплекса отличаются повышенным содержанием  $\text{TiO}_2$  и  $\text{MgO}$ , а породы второй фазы наяханского комплекса — более высокими концентрациями  $\text{FeO}_{\text{общ}}$ ,  $\text{CaO}$  и  $\text{MgO}$  в сравнении с составом вулканитов Охотского сектора ОЧВП.

Рассматриваемые породы имеют умеренные, до высоких, суммарные значения содержания редкоземельных элементов (РЗЭ), их сумма варьирует в широких пределах. Наибольший разброс значений суммарных концентраций РЗЭ характерен для пород мандычанского комплекса — 97.7–252.4 г/т; для гранодиоритов наяханского комплекса и для ультракислых лейкогранитов омсукчанского комплекса он меньше — 101.9–154.5 и 162–269 г/т соответственно. Для пород в целом харак-

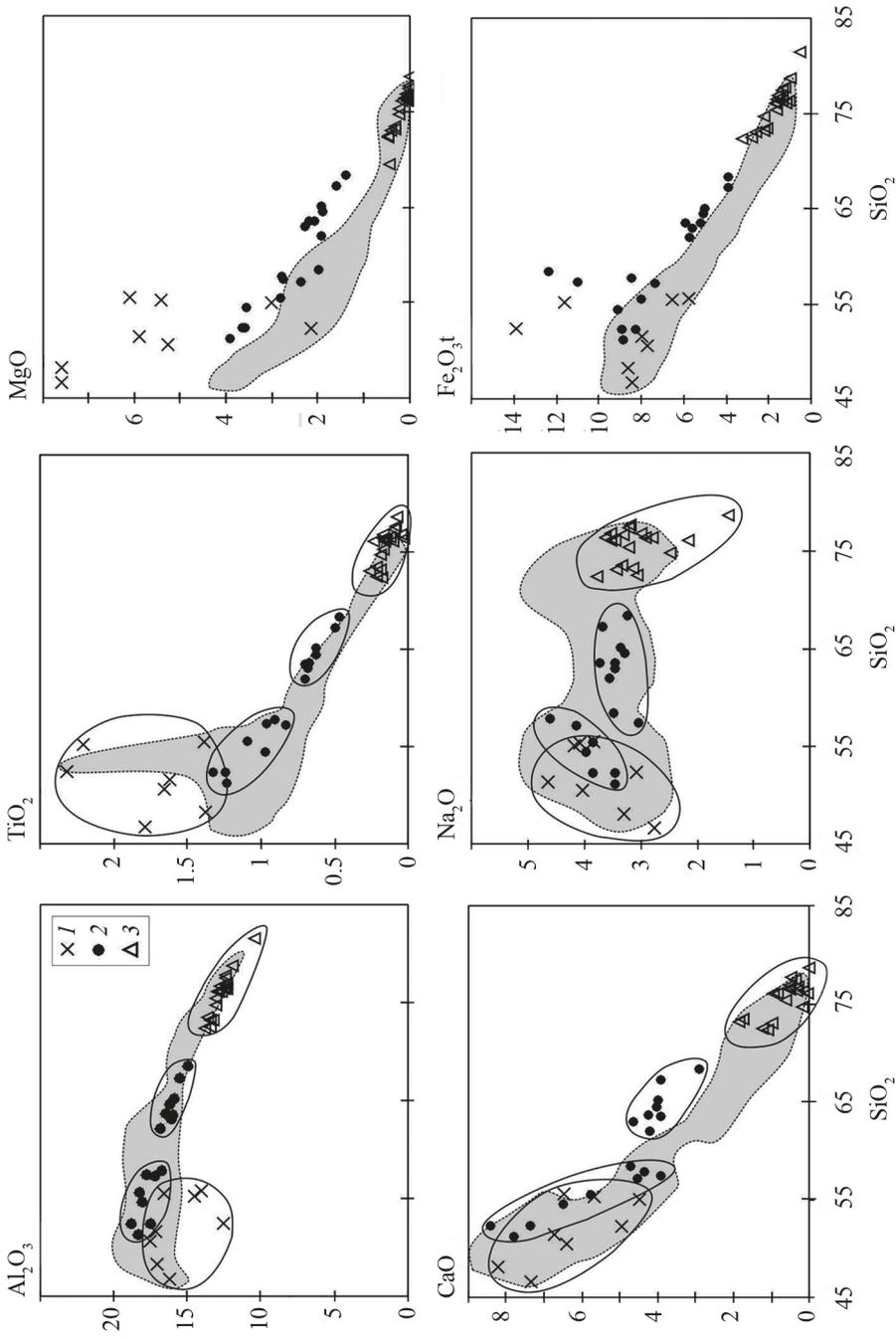


Рис. 6. Диаграммы Харкера для меловых интрузивных образований Няганской впадины. Точки составов: 1 — мандычанского, 2 — наханского, 3 — омускчанского комплексов. Для сравнения показаны поля составов вулканитов Охотского сектора ОЧВП по (Тихомиров, 2018)

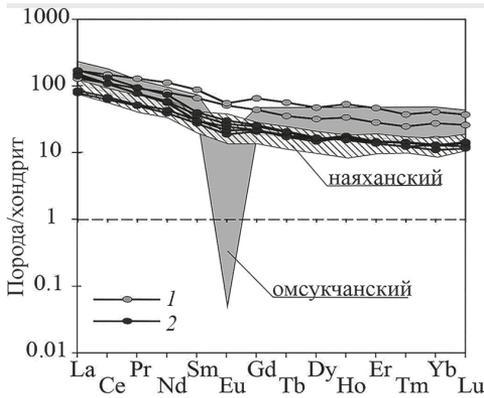


Рис. 7. Хондритнормированные распределения РЗЭ (McDonough and Sun, 1995): 1 — монцодиориты, 2 — габброиды мандычанского комплекса

терны фракционированные спектры распределения РЗЭ (рис. 7) с обогащением в легкой и обеднением в тяжелой частях. Спектры распределения РЗЭ для пород мандычанского комплекса отличаются слабо выраженной преимущественно отрицательной Eu-аномалией, крайне редко наблюдается слабая положительная аномалия ( $Eu/Eu^* = 0.78-1.14$ ). Габброиды несколько более фракционированы ( $La_N/Yb_N = 6.01-15.70$ ) в сравнении с монцодиоритами ( $La_N/Yb_N = 4.14-4.66$ ). Для пород наяханского комплекса при сохранении общей тенденции распределения РЗЭ ( $La_N/Yb_N = 5.14-13.86$ ) в равной степени характерна как положительная, так и отрицательная слабо выраженная европиевая аномалия ( $Eu/Eu^* = 0.73-1.17$ ). Распределения РЗЭ в лейкогранитах омсукчанского комплекса отличаются от остальных близким к горизонтальному распределению в тяжелой части ( $La_N/Yb_N = 2.76-11.18$ ) и более глубокой ярко выраженной отрицательной Eu-аномалией ( $Eu/Eu^* = 0.03-0.18$ ).

Спайдер-диаграммы пород меловых интрузивных комплексов (рис. 8) отражают обогащение крупноионными литофильными элементами относительно высокозарядных, для всех пород наблюдаются максимумы Pb, Th-U, минимумы Nb, Ta, P, Ti разной интенсивности. Для пород мандычанского комплекса, кроме того, характерны широкие вариации в содержании транзитных элементов, что может свидетельствовать о неравномерности плавления источника или (и) различиях в механизме фракционирования. Для серии в целом с повышением содержания кремне-

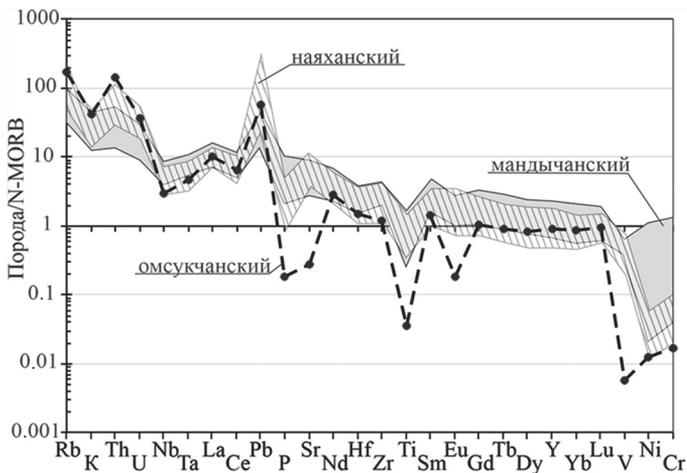


Рис. 8. Спайдер-диаграмма для пород мандычанского, наяханского и омсукчанского комплексов, нормированных на N-MORB (Sun and McDonough, 1989)

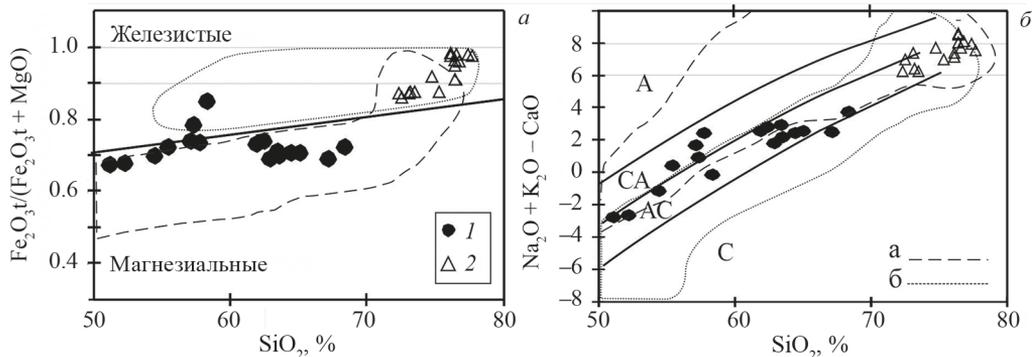


Рис. 9. Диаграммы:  $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}/(\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t} + \text{MgO}) - \text{SiO}_2$  (а);  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO} - \text{SiO}_2$  (б) по (Frost et al., 2001) для гранитоидов наяханского (1) и омсукчанского (2) комплексов. Поля гранитов по (Луцицкая и др., 2017): а — кордильерского I-типа, б — А-типа. Поля гранитоидов: С — известковистых, АС — щелочно-известковистых, СА — известково-щелочных, А — щелочных

зема характерно различие в поведении крупноионных литофилов: накопление Rb и K на фоне резкого снижения Sr; обеднение практически всеми элементами-примесями, за исключением наименее подвижных тяжелых РЗЭ, а также увеличение содержаний U и Th. Наиболее интенсивное снижение концентраций отмечается для Ti, Eu, P и когерентных элементов (V, Ni, Cr).

Для отнесения гранитоидов наяханского и омсукчанского комплексов к петрогеохимическому типу гранитов применен ряд диаграмм с использованием как петрогенных, так и редких элементов (рис. 9, 10). Согласно классификации Б. Р. Фроста с соавторами (Frost et al., 2001) (рис. 9) гранитоиды омсукчанского комплекса относятся к железистым ( $\text{Fe}^* = \text{FeO}_{\text{tot}}/(\text{FeO}_{\text{tot}} + \text{MgO}) = 0.83-0.98$ ) (см. рис. 9, а), а наяханского — преимущественно к магниальным ( $\text{Fe}^* = 0.67-0.78$ ) щелочно-известковистым и в меньшей степени известково-щелочным образованиям (см. рис. 9, б). При этом лейкограниты омсукчанского комплекса располагаются в поле составов гранитов А-типа.

На диаграмме  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  (рис. 10, а) (Maniar and Piccoli, 1989) точки составов позднемеловых гранитоидов наяханского и омсукчанского комплексов находятся в поле распространения гранитов I-типа, при этом породы омсукчанского комплекса относятся к пералюминиевым, а наяханского — к металюминиевым образованиям. Также на диаграмме  $\text{Pb} - \text{SiO}_2$  (рис. 10, б) (Chappell and White, 1992) точки составов гранитоидов наяханского и омсукчанского комплексов соответствуют тренду гранитов I-типа.

На диаграммах для дискриминации гранитов А-типа (Whalen et al., 1987) лейкограниты омсукчанского комплекса обнаруживают сходство с данным типом гранитов. В первую очередь повышенной железистостью, что отражено на диаграмме  $\text{FeO}_t/\text{MgO} - (\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y})$  (см. рис. 10, з). По соотношению параметров  $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})/\text{CaO} - (\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y})$  (см. рис. 10, в) часть гранитоидов омсукчанского комплекса соответствует высокодифференцированным гранитам I-типа.

Дискриминантные диаграммы для реконструкции геодинамических обстановок формирования изученных комплексов построены на основе содержания

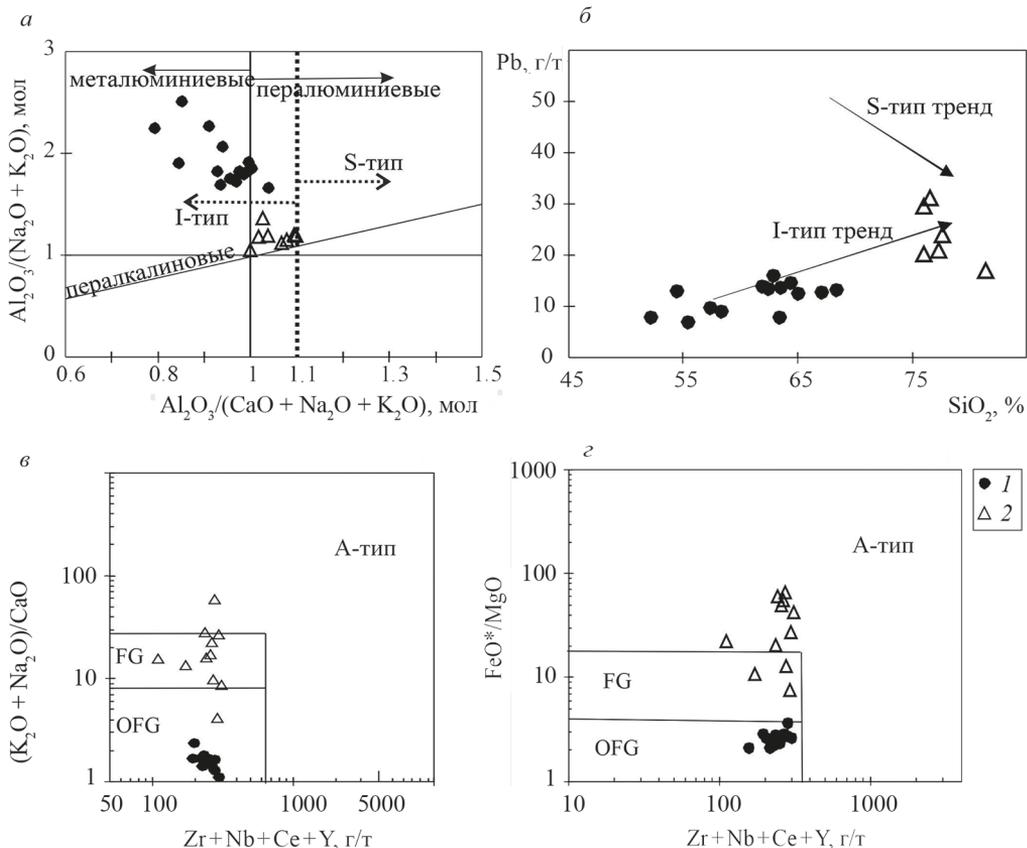


Рис. 10. Диаграммы  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  (а) по (Maniar and Piccoli, 1989);  $\text{Pb} - \text{SiO}_2$  (б) по (Chappell and White, 1992);  $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})/\text{CaO} - (\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y})$  (в);  $\text{FeO}^*/\text{MgO} - \text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y}$  (г) поля по (Whalen et al., 1987).

FG — фракционированные граниты, OFG — нефракционированные граниты М-, I- и S-типов. Фигуративные точки составов гранитоидов: 1 — наяханского, 2 — омсукчанского комплексов

в них элементов-примесей (рис. 11). На диаграммах Дж.Пирса с соавторами  $\text{Rb} - (\text{Y} + \text{Nb})$  и  $\text{Y} - \text{Nb}$  (Pearce et al., 1984; Pearce, 1996) фигуративные точки составов гранитоидов наяханского комплекса преимущественно располагаются внутри поля гранитов вулканических дуг, точки составов гранитоидов омсукчанского комплекса группируются в области между полями гранитов вулканических дуг и внутриплитных гранитов. На диаграмме  $\text{Zr}/\text{Y} - \text{Nb}/\text{Y}$  (рис. 11, в) точки составов габброидов мандычанского комплекса тяготеют к линии мантийной корреляции, соединяющей точки N-MORB и OIB, и располагаются в поле составов островодужных базальтов. Вариации содержания элементов примесей для изученных комплексов отражают различия составов родоначальных магматических очагов. На диаграмме  $\text{Th}/\text{Yb} - \text{Nb}/\text{Yb}$  (рис. 11, г) точки составов пород каждого из них образуют отдельное поле, при этом точки составов наяханского и частично мандычанского комплексов группируются в поле составов вулканитов ранней и средней стадий вулканизма ОЧВП.

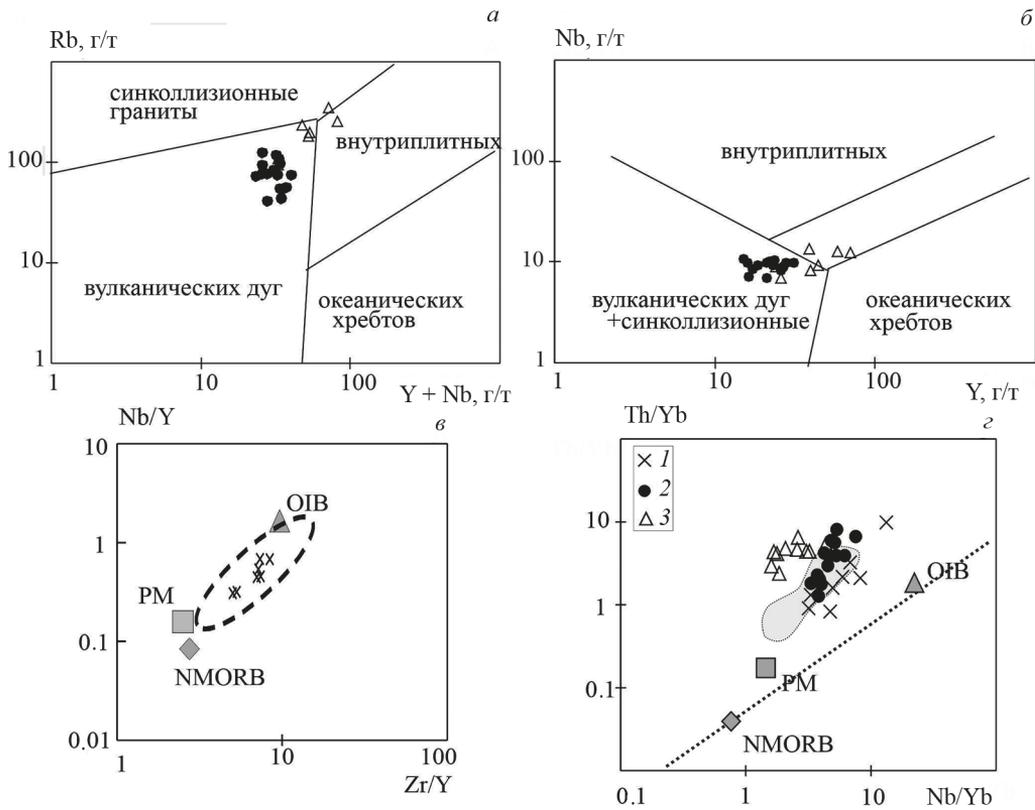


Рис. 11. Диаграммы Rb — (Y+Nb) (а); Nb — Y (б) по (Pearce et al., 1984) для позднемеловых гранитоидов наяханского и омсукчанского комплексов, Zr/Y — Nb/Y (в) для габброидов мандычанского комплекса (отмечено поле составов островодужных базальтов (Туркина, 2014)); Th/Yb — Nb/Yb (з) (отмечено поле составов вулканитов ранней и средней стадии вулканизма ОЧВП по (Akinin and Miller, 2011)).

PM — примитивная мантия, OIB — океанические острова; MORB — срединно-океанические хребты по (Sun and McDonough, 1989)

## 7. Обсуждение результатов

Интрузивные образования мелового возраста, приуроченные к северной части Балыгычано-Сугойского прогиба, формировались в последовательном эволюционном ряду магматических комплексов структуры Омсукчанского рифта. Начальный этап формирования рифтогенной структуры маркируется образованием даек габброидов и диоритов мандычанского комплекса, вскрытых в западном обрамлении Балыгычано-Сугойского прогиба. Их возраст, согласно полученным данным, составляет 145–139 млн лет и соответствует титонскому ярусу поздней юры — валанжинскому раннего мела (см. таблицу). Таким образом, внедрение мандычанских даек предшествует образованию вулканитов аскольдинского комплекса, расположенных в основании разреза прогиба, в которых U-Pb-возраст цирконов оценивается в  $134.6 \pm 1.3$  млн лет — валанжин (Akinin and Miller, 2011). По геохимическим характеристикам породы мандычанского комплекса сходны с продуктами как вну-

триплитного, так и надсубдукционного магматизма, о чем свидетельствует характер распределения элементов-примесей.

Повышенные средние значения суммы  $K_2O + Na_2O$  отличают породы окраинно-континентальных вулканических поясов андийского типа от вулканитов островных дуг (Akinin and Miller, 2011). На TAS-диаграмме точки составов изученных комплексов группируются вблизи границы полей нормального и субщелочного рядов, что также характерно для эффузивов ОЧВП (рис. 5, а). Для изученных меловых интрузивных пород Балыгычано-Сугойского прогиба с увеличением кремнекислотности наблюдаются общее обогащение крупноионными литофильными элементами относительно высокозарядных, относительно высокие концентрации свинца, увеличение Nb-Ta-аномалии и минимальные концентрации когерентных элементов, что характерно для известково-щелочных серий окраинно-континентальных (энсиалических) дуг и активных континентальных окраин.

Последовательное внедрение гранитоидов наяханского и омсукчанского комплексов происходит, вероятно, вследствие активизации магматизма, связанной с формированием ОЧВП. Данное предположение основано на изохронности образования гранитоидов наяханского и омсукчанского комплексов и активного магматизма, связанного с формированием ОЧВП, который, учитывая масштабы его проявления (Белый, 1994; Котляр и Русакова, 2004; Тихомиров, 2018; и т. д.), не мог не отразиться на связанной с поясом структуре.

Для гранодиоритов наяханского комплекса получены значения возраста 84–85 млн лет (сантон). Возраст лейкогранитов омсукчанского комплекса оценивается как  $81.69 \pm 0.81$  млн лет (Кузнецов и др., 2008). Петрогеохимические характеристики гранитоидов этих комплексов позволяют отнести их к гранитам I-типа (Chappell and White, 1992; Frost et al., 2001). При этом лейкограниты омсукчанского комплекса являются пералюминиевыми (см. рис. 10, а), что ранее считалось характерной чертой гранитов S-типа. Однако в последние годы авторами работы (Clemens et al., 2011; Chappell et al., 2012) показано, что серии гранитов I-типа содержат пералюминиевые разности наряду с более мафическими металюминиевыми. Так, на диаграмме Pb — SiO<sub>2</sub> гранитоиды наяханского и омсукчанского комплексов следуют тренду гранитов I-типа. Наряду с этим щелочно-известковый до щелочного, железистый валовый состав, высокие концентрации крупноионных литофильных, высокозарядных редкоземельных элементов (за исключением европия) и низкое содержание Sr в лейкогранитах омсукчанского комплекса типичны для гранитов A-типа (Гребенников, 2014).

Наиболее вероятной геодинамической обстановкой формирования высококальциевых щелочно-известковых и известково-щелочных гранитоидов I-типа является обстановка континентальной окраины андийского типа (Ruks et al., 2006; Cheong et al., 2002; Shaw et al., 2014; и др.). Сходство характеристик изученных пород с вулканитами ОЧВП отмечается в содержании петрогенных элементов, что отражено на TAS-диаграммах (рис. 5, б), а также элементов-примесей. Точки составов гранитоидов наяханского комплекса на диаграмме Th/Yb — Nb/Yb (рис. 11, з) группируются в поле составов вулканитов ранней и средней стадии вулканизма ОЧВП. На диаграммах Дж. Пирса Rb — (Y + Nb) и Y — Nb (Pearce et al., 1984; Pearce, 1996) (рис. 11) фигуративные точки составов гранитоидов наяханского комплекса преимущественно располагаются внутри поля гранитов вулканических дуг, точки

составов гранитоидов омсукчанского комплекса группируются в области между полями гранитов вулканических дуг и внутриплитных гранитов. Подобное расположение точек на приведенных диаграммах также свойственно гранитоидам, образующимся в обстановках растяжения и тесно ассоциирующим в пространстве или во времени с конвергентными окраинами (Туркина, 2014).

## 8. Выводы

Установлен возраст последовательных этапов магматизма, с которыми связано становление и развитие структуры Балыгычано-Сугойского рифтогенного прогиба, на примере его северной части — Нягаинской впадины.

Начальный этап формирования структуры Омсукчанского рифтогенного прогиба маркируется образованием даек габброидов и диоритов мандычанского комплекса. Их возраст в соответствии с полученными данными составляет 145–139 млн лет (титонский ярус поздней юры — валанжинский раннего мела). Геохимические особенности этих пород характерны для известково-щелочных базальтов с отчетливым смещением параметров внутриплитного и надсубдукционного магматизма.

В результате активизации магматизма, связанной с формированием ОЧВП, происходит последовательное внедрение гранитоидов наяханского и омсукчанского комплексов. Значения возраста, полученные U-Pb-методом по циркону, для них составляют 84–85 млн лет (сантон) и 81–82 млн лет (кампан) соответственно. Петрографический состав и петрогеохимические характеристики гранитоидов наяханского и омсукчанского комплексов указывают на их принадлежность к гранитам I-типа (Chappell and White, 1992) с проявлением у последних некоторых признаков A-типа гранитов.

Формирование гранитоидов наяханского и омсукчанского комплексов происходило в обстановке растяжения, ассоциирующего в пространстве и во времени с сантон-кампанским этапом тектоно-магматической активизации, вызванной формированием на южном фланге Балыгычано-Сугойского прогиба Охотско-Чукотского вулканического пояса.

Аналитические исследования проведены в рамках работ ФГБУ «ВСЕГЕИ» по объекту «Комплексная аэрогеофизическая (аэромагнитная, аэрогамма-спектрометрическая) съемка масштаба 1:50 000, оценка геологической, геофизической и геохимической изученности, подготовка геологического обоснования ГДП-200 листов Р-56-V, VI (Балыгычанская площадь) (1–2 этап)» в составе общего проекта «Проведение в 2017–2019 гг. региональных геолого-съемочных работ масштаба 1:200 000 на группу листов в пределах Дальневосточного ФО (северо-восточные районы)».

Авторы выражают благодарность Борису Александровичу Марковскому и Андрею Константиновичу Худолею за консультации и конструктивную критику, а также корректуру стилистики изложения материала. Авторы признательны Марине Валентиновне Лучицкой и пожелавшему остаться неизвестным рецензенту за отзывы и замечания по содержанию статьи, позволившие улучшить ее качество.

## Литература

- Белый, В. Ф. (1994). *Геология Охотско-Чукотского пояса*. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН.
- Гребенников, А. В. (2014) Гранитоиды А-типа: проблемы диагностики, формирования и систематики. *Геология и геофизика*, 55 (9), 1356–1373. <https://doi.org/10.15372/GiG20140903>
- Котляр, И. Н., Русакова, Т. Б. (2004). *Меловой магматизм и рудоносность Охотско-Чукотской области: геолого-геохронологическая корреляция*. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН.
- Кузнецов, В. М., Жигалов, С. В., Ведерникова, Т. А., Шпикерман, В. И. (сост.) (2008). *Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Верхояно-Кольмская. Лист Р-56 — Сеймчан. Объяснительная записка*. Санкт-Петербург: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ.
- Кузнецов, В. М., Ливач, А. Э. (2005). Строение и металлогеническое районирование Балыгычано-Сугойского прогиба. *Проблемы металлогении рудных районов Северо-Востока России*. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 156–177.
- Ливач, А. Э., Чуравцов, А. П., Третьякова, Н. И. (сост.) (2000). *Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1:200 000. Серия Сугойская. Лист Р-56-ХІІ (издание второе). Объяснительная записка*. Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ.
- Луцицкая, М. В., Беляцкий, Б. В., Белоусова, Е. А., Натапов, Л. М. (2017). Особенности состава и геодинамическая обстановка позднепалеозойского гранитоидного магматизма Чукотки. *Геохимия*, (8), 685–714. <https://doi.org/10.7868/S0016752517080040>
- Петров, О. В., Михайлов, Б. К., Шевченко, С. С., Розинов, М. И., Колесников, Д. И., Лохов, К. И., Пращолов, Э. М., Прилепский, Э. Б., Бережная, Н. Г., Матуков, Д. И., Капитонов, И. Н., Быкова, Э. В., Сергеев, С. А. (2006). Изотопно-геохимические исследования уникального золото-серебряного месторождения Дукаат как ключ к пониманию процессов вулканогенного рудообразования. *Региональная геология и металлогения*, (27), 60–76.
- Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования*. (2009). 3-е изд. Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ.
- Тихомиров, П. Л. (2018). *Меловой окраинно-континентальный магматизм Северо-Востока Азии и вопросы генезиса крупнейших фанерозойских провинций кремнекислого вулканизма*. Дис. ... д-ра геол.-минерал. наук.
- Туркина, О. М. (2014). *Лекции по геохимии магматического и метаморфического процессов*. Новосибирск: РИЦ НГУ.
- Akinin, V. V. and Miller, E. L. (2011). Evolution of calc-alkaline magmas of the Okhotsk-Chukotka volcanic belt. *Petrology*, 19 (3), 237–277.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R. (1992). I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 83, 1–26.
- Chappell, B. W., Bryant, C. J. and Wyborn, D. (2012). Peraluminous I-type granites. *Lithos*, 153, 142–153. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.07.008>
- Cheong, C. S., Kwon, S. T. and Sagong, H. (2002). Geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic investigation of Triassic granitoids and basement rocks in the northern Gyeongsang Basin, Korea: implications for the young basement in the East Asian continental margin. *The Island Arc*, 11 (1), 25–44. <https://doi.org/10.1046/j.1440-1738.2002.00356.x>
- Clemens, J. D., Stevens, G. and Farina, F. (2011). The enigmatic sources of I-type granites: the peritectic connexion. *Lithos*, 126, 174–181.
- 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. Petrol.*, 42 (11), 2033–2048.
- Ludwig, K. R. (2003). *User's Manual for Isoplot/Ex, Version 3.00, A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel*. Berkeley: Berkeley Geochronology Center Special Publication.
- Maniar, P. D. and Piccolli, P. M. (1989). Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 101, 635–643.
- McDonough, W. F. and Sun, S. S. (1995). The Composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120, 223–253.
- Pearce, J. A. (1996). Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, 19 (4), 120–125.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. and Tindle, A. G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25 (4), 956–983.

- Peccerillo, A. and Taylor, S. R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58 (1), 63–81.
- Ruks, T. W., Piercey, S. J., Ryan, J. J., Villeneuve, M. E. and Creaser, R. A. (2006). Mid- to late Paleozoic K-feldspar augen granitoids of the Yukon-Tanana terrane, Yukon, Canada: implications for crustal growth and tectonic evolution of the northern Cordillera. *GSA Bull.*, 118 (9/10), 1212–1231.
- Schuth, S., Gornyy, V. I., Berndt, J., Shevchenko, S. S., Sergeev, S. A., Karpuzov, A. F. and Mansfeldt, T. (2012). Early Proterozoic U-Pb Zircon Ages from Basement Gneiss at the Solovetsky Archipelago, White Sea, Russia. *International Journal of Geosciences*, 3 (2), 289–296.
- Shaw, S. E., Todd, V. R., Kimbrough, D. L. and Pearson, N. J. (2014). A west-to-east geologic transect across the Peninsular Ranges batholith, San Diego County, California: zircon  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  evidence for the mixing of crustal- and mantle derived magmas, and comparisons with the Sierra Nevada batholith. In: D. M. Morton, F. K. Miller, ed., *Peninsular Ranges Batholith, Baja California and Southern California*. Vol. 211. *Geological society of America Memoirs*, 499–536.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geol. Soc. London. Spec. Publ.*, 42, 313–345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Wetherill, G. W. (1956). Discordant uranium-lead ages. *Trans. Amer. Geophys. Union*, 37, 320–326.
- Whalen, J. B., Currie, K. L. and Chappell, B. W. (1987). A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95 (4), 407–419.
- Williams, I. S. (1998). U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe. In: M. A. McKibben, W. C. Shanks III, W. I. Ridley, ed., *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes*. Vol. 7. *Reviews in Economic Geology*, 1–35.

Статья поступила в редакцию 10 октября 2020 г.

Статья рекомендована в печать 18 июня 2021 г.

#### Контактная информация:

Петрова Марина Николаевна — Marina\_Petrova@vsegei.ru

Петров Семен Юрьевич — Semen\_Petrov@vsegei.ru

Куратов Михаил Юрьевич — Mihail\_Kurapov@vsegei.ru

### New data concerning the age and composition of intrusion complexes of the northern part of Balygychan-Sugoi rift depression (North-Eastern Russia)

M. N. Petrova<sup>1</sup>, S. Yu. Petrov<sup>1</sup>, M. Yu. Kurapov<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> A. P. Karpinsky Russian Geological Research Institute,  
74, Sredny pr., St. Petersburg, 199106, Russian Federation

<sup>2</sup> St. Petersburg State University,  
7–9, Universitetskaya nab., St. Petersburg, 199034, Russian Federation

**For citation:** Petrova, M. N., Petrov, S. Yu., Kurapov, M. Yu. (2021). New data concerning the age and composition of intrusion complexes of the northern part of Balygychan-Sugoi rift depression (North-Eastern Russia). *Vestnik of Saint Petersburg University. Earth Sciences*, 66 (3), 595–615.

<https://doi.org/10.21638/spbu07.2021.309> (In Russian)

The Balagychan-Sugoi (Omsukchan) riftogeneous depression is described by different authors both as a part of the Okhotsk-Chukotka volcanic belt (OCVB) and as a separate structure. The unique Dukat gold and silver deposit and many other ore deposits including rare metal, such as Arylah, Lunnoe, Askold, Mechta, Tidid, Krasin, are associated with this structure. All mentioned objects are located in the southern part of the depression and from this point of view are connected with the OCVB structure. Evolution of the Balygychan-Sugoi depression

is closely related to the stages of magmatic evolution of the region. In the article, these stages are characterized based on the data from intrusion bodies located in the northern part (Naygain depression). This part is the most outlying from the OCVB and less studied. For the first time, the U-Pb zircon and baddeleyite dating as well as the description of petrographic and geochemical composition have been carried out for Mandychan gabbro-diorite and Nayahan gabbro leucogranite intrusion complexes from the northern part of the depression and for the Omsukchan leucogranite complex. The Late Jurassic — Early Cretaceous intrusions of the Mandychansk complex dated as 143–139 Ma marks the beginning of the rift depression formation. The intrusion of granitoids of the Nayahan and Omsukchan complexes dated as 84–85 and 81–82 Ma correspondently is related with the new stage of magmatic activity, synchronous to the OCVB formation. The petrographic and geochemical compositions of these granitoids indicate their belonging to the I-type granites, which are typical for extension environments, whereas leucogranites of the Omsukchan complex have some features corresponding to A-type granites.

**Keywords:** Balagycha-Sugoi riftogenic band, intrusive formations, U-Pb dating, petrogeochemical characteristics, granitoids, Northeast Russia.

## References

- Akinin, V. V. and Miller, E. L. (2011). Evolution of calc-alkaline magmas of the Okhotsk-Chukotka volcanic belt. *Petrology*, 19 (3), 237–277.
- Belyi, V. F. (1994). *Geology of the Okhotsk-Chukotka volcanic belt*. Magadan: SVKNII DVO RAN Publ. (In Russian)
- Chappell, B. W. and White, A. J. R. (1992). I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 83, 1–26.
- Chappell, B. W., Bryant, C. J. and Wyborn, D. (2012). Peraluminous I-type granites. *Lithos*, 153, 142–153. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.07.008>
- Cheong, C. S., Kwon, S. T. and Sagong, H. (2002). Geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic investigation of Triassic granitoids and basement rocks in the northern Gyeongsang Basin, Korea: implications for the young basement in the East Asian continental margin. *The Island Arc*, 11 (1), 25–44. <https://doi.org/10.1046/j.1440-1738.2002.00356.x>
- Clemens, J. D., Stevens, G. and Farina, F. (2011). The enigmatic sources of I-type granites: the peritectic connexion. *Lithos*, 126, 174–181.
- 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. Petrol.*, 42 (11), 2033–2048.
- Grebennikov, A. V. (2014). A-type granites and related rocks: Problems of identification, petrogenesis, and classification, 55 (9), 1356–1373. <https://doi.org/10.15372/GiG20140903> (In Russian)
- Kotliar, I. N. and Rusakova, T. B. (2004). *Cretaceous magmatism and ore content of the Okhotsk-Chukotka region: geological-geochronological correlation*. Magadan: SVKNII DVO RAN Publ. (In Russian)
- Kuznetsov, V. M. and Livach, A. E. (2005). Structure and metallogenic zoning of the Balagychan-Sugoi depression. *Problems of metallogeny of ore regions of the North-Eastern Russia*. Magadan: SVKNII DVO RAN Publ., 156–177. (In Russian)
- Kuznetsov, V. M., Zhigalov, S. V., Vedernikova, T. A. and Shpikerman, V. I. (comp.) (2008). *State geological map of the Russian Federation. Scale 1:1 000 000 (third generation). Verkhoyano-Kolyma series. Sheet P-56 — Seimchan. Explanatory note*. St. Petersburg: VSEGEI Cartographic Factory. (In Russian)
- Livach, A. E., Churavtsov, A. P. and Tre'iakova, N. I. (comp.) (2000). *State geological map of the Russian Federation. Scale 1:200 000 (second edition). Sheet P-56-XII. Explanatory note*. St. Petersburg: VSEGEI Publ. (In Russian)
- Luchitskaia, M. V., Beliatskii, B. V., Belousova, E. A. and Natapov, L. M. (2017). Features composition and geodynamic situation of the Late Paleozoic Granitoid Magmatism in Chukotka. *Geohimiya*, (8), 685–714. <https://doi.org/10.7868/S0016752517080040> (In Russian)
- Ludwig, K. R. (2003). *User's Manual for Isoplot/Ex, Version 3.00, A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel*. Berkeley: Berkeley Geochronology Center Special Publication.

- Maniar, P.D. and Piccolli, P.M. (1989). Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 101, 635–643.
- McDonough, W.F. and Sun, S.S. (1995). The Composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120, 223–253.
- Pearce, J.A. (1996). Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, 19 (4), 120–125.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. and Tindle, A.G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25 (4), 956–983.
- Peccerillo, A. and Taylor, S.R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58 (1), 63–81.
- Petrographic code of Russia. Magmatic, metamorphic, metasomatic, impact formations.* (2009). Third edition. St. Petersburg: VSEGEI Publ. (In Russian)
- Petrov, O.V., Mikhailov, B.K., Shevchenko, S.S., Rozinov, M.I., Kolesnikov, D.I., Lokhov, K.I., Prisolov, E.M., Prilepskii, E.B., Berezhaia, N.G., Matukov, D.I., Kapitonov, I.N., Bykova, E.V. and Sergeev, S.A. (2006). Isotope-geochemical studies of the unique gold-silver deposit Dukat as a key to understanding the processes of volcanic ore formation. *Regional geology and metallogeny*, (27), 60–76. (In Russian)
- Ruks, T.W., Piercy, S.J., Ryan, J.J., Villeneuve, M.E. and Creaser, R.A. (2006). Mid- to late Paleozoic K-feldspar augen granitoids of the Yukon-Tanana terrane, Yukon, Canada: implications for crustal growth and tectonic evolution of the northern Cordillera. *GSA Bull.*, 118 (9/10), 1212–1231.
- Schuth, S., Gornyy, V.I., Berndt, J., Shevchenko, S.S., Sergeev, S.A., Karpuzov, A.F. and Mansfeldt, T. (2012). Early Proterozoic U-Pb Zircon Ages from Basement Gneiss at the Solovetsky Archipelago, White Sea, Russia. *International Journal of Geosciences*, 3 (2), 289–296.
- Shaw, S.E., Todd, V.R., Kimbrough, D.L. and Pearson, N.J. (2014). A west-to-east geologic transect across the Peninsular Ranges batholith, San Diego County, California: zircon  $176\text{Hf}/177\text{Hf}$  evidence for the mixing of crustal- and mantle derived magmas, and comparisons with the Sierra Nevada batholith. In: D.M. Morton, F.K. Miller, ed., *Peninsular Ranges Batholith, Baja California and Southern California. Vol. 211. Geological society of America Memoirs*, 499–536.
- Sun, S.S. and McDonough, W.F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geol. Soc. London. Spec. Publ.*, 42, 313–345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Tikhomirov, P.L. (2018). Cretaceous continental marginal magmatism of Northeast Asia and questions of the genesis of the largest Phanerozoic provinces of silicic volcanism. Dr. Sci. thesis. (In Russian)
- Turkina, O.M. (2014). *Lectures on the geochemistry of magmatic and metamorphic processes.* Novosibirsk: EPC NSU. (In Russian)
- Wetherill, G.W. (1956). Discordant uranium-lead ages. *Trans. Amer. Geophys. Union*, 37, 320–326.
- Whalen, J.B., Currie, K.L. and Chappell, B.W. (1987). A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95 (4), 407–419.
- Williams, I.S. (1998). U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe. In: M.A. McKibben, W.C. Shanks III, W.I. Ridley, ed., *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. Vol. 7. Reviews in Economic Geology*, 1–35.

Received: October 10, 2020

Accepted: June 18, 2021

#### Contact information:

Marina N. Petrova — Marina\_Petrova@vsegei.ru

Semen Yu. Petrov — Semen\_Petrov@vsegei.ru

Mikhail Yu. Kurapov — Mihail\_Kurapov@vsegei.ru