

УДК 550.42; 552.321.1

## Геохимическая характеристика гранитов рапакиви Губановской интрузии, Выборгский массив

И. В. Рогова\*, С. Г. Скублов, А. В. Березин, Д. А. Петров

\*Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, г. Санкт-Петербург, Россия;  
e-mail: i.l.o.n.a.borisova@yandex.ru, ORCID: <https://orcid.org/0009-0004-3547-3681>

### Информация о статье Реферат

Поступила  
в редакцию  
03.02.2025;

получена  
после доработки  
24.02.2025;

принята  
к публикации  
25.02.2025

### Ключевые слова:

граниты рапакиви,  
Выборгский массив,  
Губановская интрузия,  
петрохимия гранитов,  
геохимия гранитов

В статье приведены новые данные по геологии и составу гранитов рапакиви Губановской интрузии (Выборгский массив). Рассматриваются петрографические и геохимические характеристики гранитов рапакиви второй (овоидные) и третьей (трахитоидные) фаз внедрения, а также гранитов из зоны контакта фаз. Данные по составу пород получены методами XRF и ICP-MS. Овоидные граниты отличаются повышенным количеством глинозема и оксидов железа и кальция, а также высокими концентрациями бария и легких редких земель в сравнении с трахитоидными гранитами и породами контактовой зоны. Для трахитоидных гранитов характерны повышенное содержание кремнезема в сравнении с гранитами второй фазы и пониженные значения бария и стронция, которые свидетельствуют об эволюции магмы в сторону дифференциации, типичной для поздних фаз интрузий гранитов рапакиви. Породы контактовой зоны демонстрируют самые высокие содержания кремнезема и REE. Аномально высокое содержание LREE сопоставимо с редкометалльными пегматитами Олимпик-Дам, что может свидетельствовать о возможности обнаружения в них минерализации. Результаты исследования пород показали, что все изученные граниты по своим геохимическим характеристикам относятся к внутриплитным гранитам А-типа, а именно к А2-типу пород корового или мантийно-корового происхождения, и относятся к известково-щелочным и шошонитовым сериям.

### Для цитирования

Рогова И. В. и др. Геохимическая характеристика гранитов рапакиви Губановской интрузии, Выборгский массив. Вестник МГТУ. 2025. Т. 28, № 1. С. 26–37. DOI: <https://doi.org/10.21443/1560-9278-2025-28-1-26-37>.

## Geochemical characterization of Gubanovskaya intrusion of rapakivi granites (Wiborg massif)

Irina V. Rogova\*, Sergey G. Skublov, Alexey V. Berezin, Dmitry A. Petrov

\*St. Petersburg Mining University of Empress Catherine II, St. Petersburg, Russia;  
e-mail: i.l.o.n.a.borisova@yandex.ru, ORCID: <https://orcid.org/0009-0004-3547-3681>

### Article info

Received  
03.02.2025;

received  
in revised form  
24.02.2025;

accepted  
25.02.2025

### Key words:

rapakivi granites,  
Wiborg massif,  
Gubanovskaya intrusion,  
petrochemistry  
of granites,  
granite geochemistry

### Abstract

The paper presents new data on geology and composition of rapakivi granites of Gubanovskaya intrusion (Wiborg massif). Petrographic and geochemical characteristics of rapakivi granites of the second (ovoid) and third (trachytoid) phases of intrusion, as well as granites from the phase contact zone have been considered. Data on rock composition were obtained by XRF and ICP-MS methods. Ovoid granites are characterized by increased amounts of alumina and iron and calcium oxides, as well as high concentrations of barium and light rare earths, compared to trachytoid granites and rocks of the contact zone. Trachytoid granites are characterized by increased silica content compared to the granites of the second phase, and reduced barium and strontium values, which indicate the evolution of magma towards differentiation, typical for the late phases of intrusions of rapakivi granites. The contact zone rocks show the highest silica and REE contents. Anomalously high LREE content is comparable to rare-metal pegmatites of Olympic Dam, which may indicate the possibility of mineralization detection in them. The results of the study of rocks have shown that all studied granites by their geochemical characteristics belong to intraplate granites of A-type, namely A2-type rocks of crustal or mantle-crustal origin, and belong to calcareous-alkaline and shoshonite series.

### For citation

Rogova, I. V. et al. 2025. Geochemical characterization of Gubanovskaya intrusion of rapakivi granites (Wiborg massif). *Vestnik of MSTU*, 28(1), pp. 26–37. (In Russ.) DOI: <https://doi.org/10.21443/1560-9278-2025-28-1-26-37>.

## Введение

Изучение гранитов имеет большое значение для понимания геологической истории Земли и процессов формирования континентальной коры. Граниты рапакиви относятся к гранитам А-типа, генезис которых является предметом многочисленных исследований (*Свириденко, 1968; Левковский 1975; Nurmi et al., 1986; Eden, 1991; Naapala, 1995; Naapala et al., 1988; 1992; 2005; Cao et al., 2018; Frost et al., 2001; Mu et al., 2022*). Граниты рапакиви имеют широкое распространение по всему миру и являются индикаторами определенных геологических процессов и геодинамических обстановок. Их изучение помогает понять процессы магматической дифференциации и кристаллизации, а также тектонические условия, в которых они формировались. Эти породы привлекают внимание, в первую очередь, тем, что с ними связан широкий круг полезных ископаемых, нередко образующих крупные и даже уникальные по масштабам месторождения. Яркими примерами таких месторождений являются Олимпик-Дам (Cu-U-Au-Ag-REE), Восис-Бей (Cu-Ni-Co), Лак-Тю (Fe-Ti-апатит) и другие (*Ларин, 2011; Алексеев и др., 2019; 2021*).

Выборгский массив является самым крупным на Восточно-Европейской платформе и располагается в юго-восточной части Фенноскандинавского щита. Массив отнесен к анортозит-рапакивигранитной формации, также установлена его многофазность. Выходы гранитоидов Выборгского массива наблюдаются преимущественно на территории Финляндии, в России расположена незначительная по площади часть массива (не более 10 %). В связи с этим однозначная типизация гранитов рапакиви, а также установление точного количества магматических фаз внедрения для российской территории проблематично. Финские геологи разделяют граниты рапакиви по их цветовым характеристикам и структурно-текстурным особенностям (*Naapala, 1995*), что предполагает наличие в каждой фазе нескольких петрографических разновидностей пород.

Отечественными исследователями в составе Выборгского массива было выделено четыре магматические фазы (*Великославинский, 1978; Беляев и др., 1982*).

Первая фаза, сложенная гранитами с низким содержанием кварца – т. н. "лапее-граниты" (кварцевые сиениты), окаймляет массив (*Великославинский, 1978*). Данные граниты встречаются только на территории Финляндии.

Вторая фаза представлена амфибол-биотитовыми овоидными рапакиви ("выборгитами"). А. М. Беляев (*1983*) выделяет следующие разновидности в пределах этой фазы: крупно-гигантозернистые порфиоровидные с крупнозернистой основной массой; порфиоровидные с мелкозернистой основной массой и мелкозернистые жильные.

Третья фаза представлена биотитовыми трахитоидными рапакиви и слагает небольшие интрузии. В данной работе рассматриваются граниты, слагающие Губановскую интрузию (рис. 1), так как она является типичным представителем третьей фазы, а также позволяет изучить взаимоотношение гранитов второй и третьей фаз.

Четвертая фаза внедрения сложена лейкократовыми биотит-мусковитовыми топазсодержащими гранитами, которые были встречены в небольших телах, например, шток Кюми в Финляндии.

Несмотря на длительный период исследования пород Губановской интрузии (*Великославинский, 1978; Иванов, 2015; Булах и др., 2016*), в литературе отсутствует информация об их составе в отношении главных, редких и редкоземельных элементов, а также сравнительный анализ гранитов второй и третьей фаз внедрения, и контактовой зоны. Настоящее исследование восполняет данный пробел.

## Материалы и методы

Содержание петрогенных элементов в породах анализировалось рентгеноспектральным флуоресцентным методом (XRF) на многоканальном спектрометре ARL-9800 (Институт Карпинского, Санкт-Петербург). Нижний предел обнаружения оксидов главных элементов составляет 0,01–0,05 мас.%. Редкие и редкоземельные (REE) элементы измерялись на масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) на квадрупольном масс-спектрометре ELAN-DRC-6100 (Институт Карпинского, Санкт-Петербург) с использованием кислотного разложения в смеси кислот (HF + HNO<sub>3</sub>). Для контроля точности анализа использовались геологические стандарты USGS. Относительная погрешность определения для более чем 70 элементов не превышает 5–10 %: для REE менее 5 %, для Rb, Sr, Ba, Nb, Ta, Zr, Hf, U и Th менее 10 %. Нижние пределы определения варьируют с точностью 0,01 % для главных и 0,005–0,010 ppm для большинства редких и редкоземельных элементов. Для исследования состава пород было отобрано 36 штучных образца: из гранитов второй (5 образцов) и третьей (26 образцов) фазы и контактовой зоны (5 образцов). Представительные анализы приведены в табл. 1 и 2.

## Результаты и обсуждение

### Характеристика пород

Губановская интрузия (2,5×1 км) вскрыта на месторождении "Возрождение" (N 60,8435; E 28,9821) расположенного близ одноименного поселка (30 км к северу от г. Выборг).

На территории карьера наблюдаются вторая (овоидная) и третья (трахитоидная) фазы гранитов рапакиви с контактовой зоной между ними.

Породы второй фазы (выборгиты) вскрываются в северной и южной части карьера (рис. 1), они имеют массивную текстуру и обычно порфиоровидную структуру, обусловленную включениями овоидов розового калиевого полевого шпата в оболочке серого плагиоклаза или без оболочки. Размер овоидов достигает 5 см в поперечнике. Основная масса породы сложена среднезернистым гранитом, состоящим из зерен полевых шпатов, дымчато-серого кварца, биотита и реже – амфибола. Цвет породы розовый, красно-розовый, коричневато-розовый.

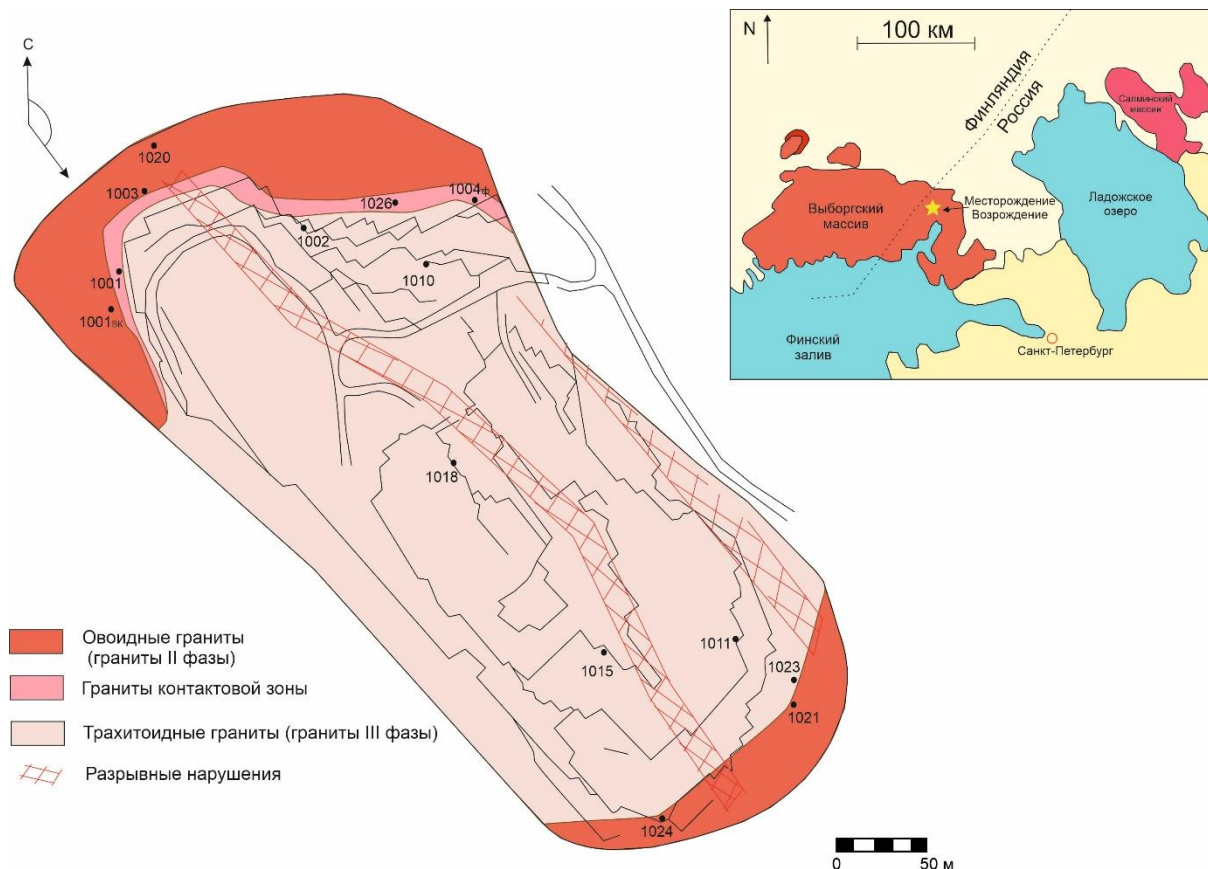


Рис. 1. Схема геологического строения карьера № 8 месторождения "Возрождение"  
 Fig. 1. The geological scheme of quarry No. 8 of the Vozrozhdenie deposit

Граниты второй фазы (трахитоидные) содержат значительно меньше овоидов калиевого полевого шпата, которые чаще имеют идиоморфные очертания и размер до 4 мм (Кузьминых, 2014). Количество овоидов уменьшается от периферии к центральной части Губановской интрузии. Цвет гранитов серый, розовато-серый, серо-розовый, розовый, бежевато-розовый. Также трахитоидные граниты отмечены в районе озера Губановское (массив размером 1,5–3 км на 2–3 км). Массив сложен среднезернистыми порфиоровидными породами с более или менее выраженной трахитоидной текстурой, обусловленной ориентированными лейстами полевого шпата размером от 0,3×0,7 до 1×3 см. Эти кристаллы составляют примерно 50–60 % объема породы.

В южной части карьера (рис. 1) наблюдается нечеткий контакт овоидных и трахитоидных гранитов. На данном участке было отмечено повышенное количество овоидов и шлировых структур, которые демонстрируют следы течения (Иванов, 2015). В южной части трахитоидные граниты приобретают более розовый оттенок, а овоидные граниты становятся темнее. В северной части карьера в месте контакта описаны граниты, имеющие равномерную мелкозернистую кварц-полевошпатовую основную массу розового цвета с вкраплениями "розеточек" биотита, которые напоминают узор чешуи форели. В связи с этим порода имеет свое неофициальное название "форель". Мощность контактовой зоны варьирует от первых сантиметров до 1 метра. На периферии контактовой зоны отмечены следы течения расплава (рис. 2).

Самыми поздними интрузивными образованиями в карьере являются жилы аплитов и пегматитов, сформировавшиеся на заключительных стадиях остывания массива из остаточных расплавов (Кузьминых, 2014). Аплиты и пегматиты образуют жилы, секущие все разновидности пород. Исследователями были отмечены две разновидности пегматитовых жил: кварцевые и кварц-калишпатовые. Контакт между жилами и породами четкий, мощность жил составляет от первых сантиметров до полуметра. В гигантозернистых породах были найдены флюорит, достигающий 1,5 см в поперечнике, идиоморфный кристалл дымчатого

кварца (1×2,5 см) и мелкозернистые игольчатые агрегаты хлорита, а также циркон с аномально высоким содержанием тория (Skublov *et al.*, 2023). При описании обнажений отмечено, что К-Na полевой шпат в трахитоидных гранитах приобретает кирпично-красный оттенок в местах внедрения кварц-полевошпатовых пегматитов.



Рис. 2. Фотография контактовой зоны между гранитами второй (овоидные граниты) и третьей (трахитоидные граниты) фаз в блоке породы. Фотография взята из производственного отчета (с разрешения горного управления ПО "Возрождение")

Fig. 2. Photo of the contact zone between granites of the second (ovoid granites) and third (trachytoid granites) phases in the rock block. The photo was taken from the production report (Mining Department of Vozrozhdenie)

#### *Петрографическая характеристика пород*

Овоидные граниты 2 фазы имеют массивную текстуру, которая сложена средне-крупнозернистыми полевым шпатом, плагиоклазом (An 30–35), кварцем, биотитом и реже – роговой обманкой. Большую часть основной массы породы составляют овоиды (примерно 40–45 %), их размер достигает до 3 см. Такое соотношение овоидов и основной массы придает породе овоидную структуру. В основной массе были описаны гипидиоморфные зерна К-Na полевого шпата (15–20 %), достигающие 7 мм. На контактах зерен плагиоклаза и калишпата нередко развиваются мирмециты, в калишпате присутствует незначительное количество пертитов (альбит). Зерна плагиоклаза имеют призматическую форму и составляют 10–15 % от объема породы. По углу погасания полисинтетических двойников было определено, что плагиоклаз является андезином. Размер зерен плагиоклаза варьирует в интервале 0,7–3 мм. По плагиоклазу также развиваются пелитовые и серицитовые агрегаты. Кварц представлен изометричными включениями в зернах К-Na полевого шпата, а также отдельными зернами в основной массе породы. Пластинки биотита гипидиоморфны, размером 0,25–1 мм и составляют 10 % от основной массы породы. В выборгитах были описаны редкие призматические зерна роговой обманки (5 %) размером около 0,7 мм. Среди аксессуарных минералов (<5 %) описаны идиоморфный циркон ( $\leq 0,1$  мм), ксеноморфный флюорит (примерно 0,7 мм) и идиоморфные зерна алланита ( $\leq 1$  мм).

Трахитоидные граниты 3 фазы имеют трахитоидную/порфировидную структуру и текстуру, связанные с ориентированными крупными лейстами К-Na полевого шпата. Количество овоидов в трахитоидных гранитах не превышает 10 % от общего объема породы. Зерна К-Na полевого шпата гипидиоморфны и достигают 1,5–2 см, по ним также развиваются агрегаты серицита и пелитистых агрегатов. Плагиоклаз, представленный андезином и олигоклазом, имеет призматическую форму. Его размер варьирует в пределах 0,8–1,5 мм. Кварц представлен ксеноморфными зернами до 2 мм (10 %), а также мелкозернистыми (0,3–0,5 мм) изометричными зернами, которые образуют цепочки в микроклин-пертите. Пластинки биотита обладают гипидиоморфным обликом и достигают 0,7–1,2 мм. Аксессуарные минералы (<5 %) представлены идиоморфным цирконом (0,1–0,5 мм) и алланитом 0,7–1,2 мм, ксеноморфными зернами флюорита (0,5 мм).

В гранитах контактовой зоны содержание овоидов варьирует в пределах 25–40 % от общей массы породы. Минеральный состав пород схож с вышеописанными гранитами второй и третьей фаз. Зерна К-На полевого шпата составляют до 55 % от общей массы породы с размером зерен в пределах 0,5–2 мм. Кварц в породе имеет ксеноморфный облик и достигает 1 мм в поперечнике. Гипидиоморфные пластинки биотита занимают 10 % от общего объема породы, а их размер варьирует в пределах 0,2–0,5 мм. Содержание идиоморфных кристаллов плагиоклаза не превышает 10 %. Плагиоклаз отвечает по составу андезину, размер зерен варьирует в интервале 0,5–1 мм. В качестве вторичных изменений были описаны пелитовые агрегаты и серицит. Количество ориентированного мелкозернистого кварца, мирмекитов и гранофировых вростков в К-На полевоом шпате значительно выше, чем в выборгите и трахитоидном граните. Акцессорные минералы (<5 %) представлены идиоморфными зернами циркона размером до 0,1–0,3 мм и алланита, достигающего 1 мм, а также ксеноморфного флюорита размером до 0,5 мм.

#### Состав пород

*Овоидные граниты 2 фазы* характеризуются содержанием кремнезема от 67,92 до 72,61 мас.% (в среднем 70,28 мас.%, табл. 1). Содержание глинозема варьирует в узком диапазоне (13,36–15,06 мас.%). Суммарное содержание оксида железа меняется в более широких пределах от 3,42 до 7,36 мас.% при среднем значении 4,73 мас.%. При этом содержание кремнезема обратно пропорционально содержанию оксидов других элементов, за исключением щелочей. Содержание оксида кальция находится в диапазоне 1,48–2,37 мас.%, оксида титана – от 0,21 до 0,61 мас.%. Содержание щелочей сопоставимо для оксидов Na и K и составляет 2,67–3,43 мас.% для Na<sub>2</sub>O и 4,95–6,44 мас.% для K<sub>2</sub>O.

Содержание крупноионных литофильных элементов в выборгитах варьирует от 618 до 1410 ppm для Ba и от 95 до 149 ppm для Sr (табл. 2). Наибольшее содержание этих элементов установлено для обр. 1001вк. Содержание высокозарядных элементов также изменяется в широких пределах: Y варьирует от 55 до 148 ppm, Zr – 250–719 ppm, Nb – 23–60 ppm, Th – 19–40 ppm. Содержание U находится на уровне 3,75–7,37 ppm. Максимальное содержание высокозарядных элементов отмечено для обр. 1003.

Таблица 1. Состав гранитов рапакиви Губановской интрузии (Выборгский массив) по главным элементам (мас.%)

Table 1. Composition of rapakivi granites of Gubanovskaya intrusion (Wiborg massif) by major elements (wt%)

Порода/образец	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	ППП	Сумма	
Овоидные граниты 2 фазы	1021	69,50	13,36	0,26	4,24	0,05	0,05	1,80	3,43	5,83	0,03	0,62	99,13
	1020	72,61	13,55	0,26	3,91	0,04	0,05	1,59	2,67	5,54	0,03	0,18	100,00
	1001 <sub>вк</sub>	71,07	15,06	0,21	3,42	0,03	0,05	1,48	2,79	6,44	0,03	0,15	101,00
	1003	67,92	13,83	0,61	7,36	0,09	0,05	2,37	2,72	4,95	0,14	0,18	100,00
Граниты контактовой зоны	1001	78,67	11,54	0,05	1,72	0,01	0,05	0,76	2,45	5,34	0,03	0,22	101,00
	1026	71,53	13,85	0,25	3,63	0,03	0,05	1,31	2,66	6,81	0,03	0,17	100,00
	1004 <sub>ф</sub>	72,77	12,16	0,30	4,58	0,04	0,05	1,56	2,28	6,00	0,03	0,40	100,00
Трахитоидные граниты 3 фазы	1002	79,60	11,20	0,09	2,04	0,02	0,05	1,25	2,52	4,02	0,03	0,21	101,00
	1010	72,46	13,79	0,31	4,16	0,04	0,05	1,34	2,32	5,67	0,03	0,13	100,00
	1015	70,74	14,26	0,30	4,17	0,04	0,05	1,52	2,60	6,23	0,03	0,18	100,00
	1018	70,61	13,25	0,32	4,50	0,04	0,05	1,68	2,72	6,27	0,03	0,21	99,64
	997	72,03	13,65	0,29	3,37	0,04	0,05	1,31	2,61	6,03	0,03	0,71	100,00
	1023	71,35	13,09	0,32	4,20	0,04	0,05	1,36	2,57	6,50	0,03	0,30	99,77
1011	71,87	13,47	0,10	2,77	0,02	0,05	1,54	3,92	5,03	0,03	0,56	99,31	

Суммарное содержание REE изменяется от 302 до 615 ppm (при среднем значении 477 ppm). Легкие редкоземельные элементы (LREE) преобладают над тяжелыми (HREE) – в среднем 397 и 60,6 ppm соответственно, что типично для гранитоидов. Спектры распределения REE (рис. 3, в) близки между собой для выборгитов, за исключением обр. 1003, который отличается повышенным содержанием как легких, так и тяжелых REE. Для этой пробы выборгитов зафиксирована максимальная отрицательная Eu-аномалия (Eu/Eu\* = 0,16). В остальных пробах отрицательная Eu-аномалия выражена в меньшей степени (Eu/Eu\* = 0,37). Спектры REE умеренно фракционированы (рис. 3, в) с понижением от легких к тяжелым REE (среднее La<sub>N</sub>/Lu<sub>N</sub> отношение составляет 7).

*Трахитоидные граниты 3 фазы* характеризуются более высоким содержанием кремнезема относительно выборгитов (от 70,61 до 79,60 мас.%, в среднем 72,97 мас.%). Максимальное количество кремнезема отмечено для обр. 1002. Содержание глинозема находится на уровне выборгитов (11,20–14,26 мас.%). Содержание кремнезема обратно пропорционально содержанию оксидов других элементов, за исключением натрия.

Суммарное содержание оксидов варьирует в более узком диапазоне от 2,77 до 4,50 мас.%. Содержание оксида кальция составляет 1,25–1,68 мас.%, оксида титана – 0,09–0,32 мас.%. Содержание щелочей в трахитоидных гранитах приближено к выборгитам: 2,12–3,92 мас.% для  $\text{Na}_2\text{O}$  и 4,02–6,50 мас.% для  $\text{K}_2\text{O}$ .

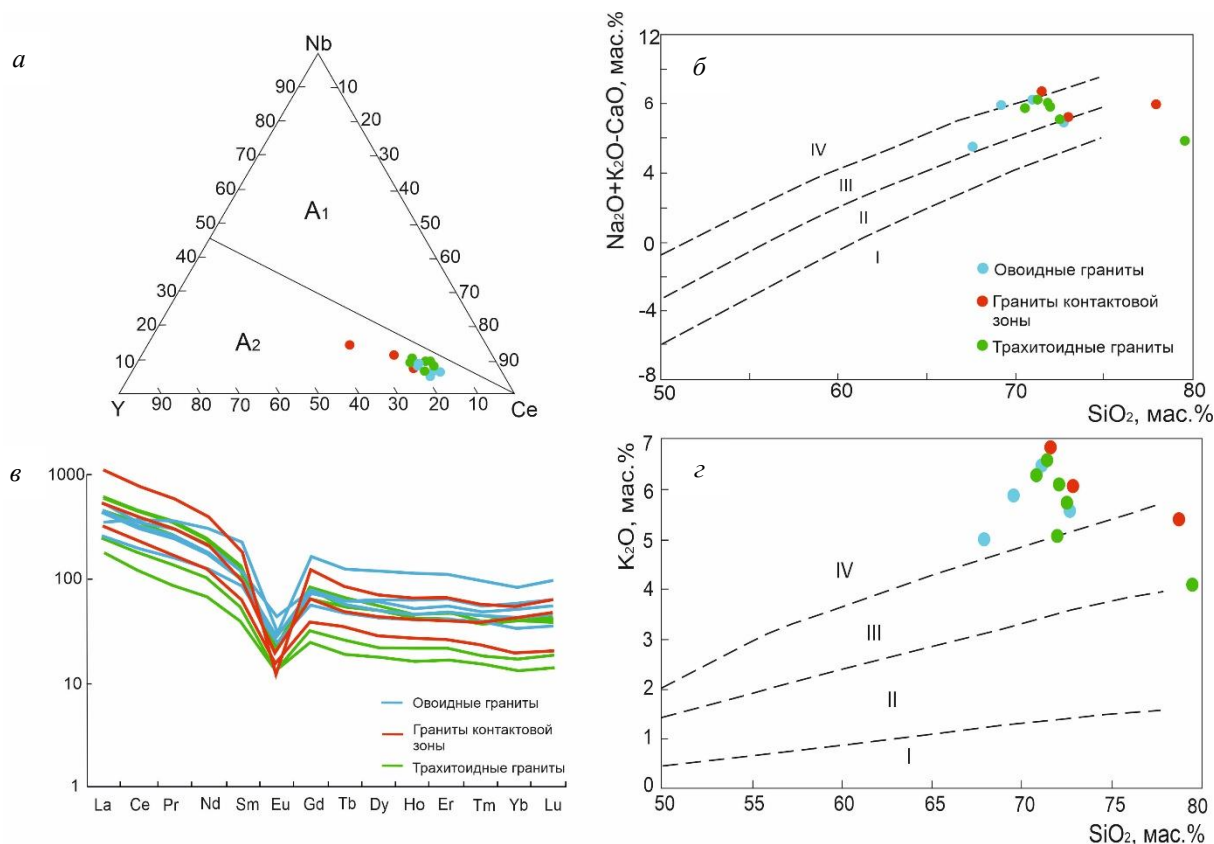


Рис. 3. Дискриминационные диаграммы для гранитов рапакиви Губановской интрузии: *a* – соотношение Y-Nb-Ce с полями A-гранитов (Eby, 1992); *б* – соотношение  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$  с полями петрохимических серий (I – известковые, II – известково-щелочные, III – щелочно-известковые, IV – щелочные) по (Frost et al., 2001); *в* – спектры распределения REE, нормированные к хондриту CI (McDonough et al., 1995); *з* – соотношение  $\text{SiO}_2$  и  $\text{K}_2\text{O}$  с полями петрохимических серий (I – низко-K известково-щелочная серия, II – умеренно-K известково-щелочная серия, III – высоко-K известково-щелочная серия, IV – шшонитовая серия) по (Rickwood, 1989)

Fig. 3. Discrimination diagrams for rapakivi granites of the Gubanovskaya intrusion: *a* – Y-Nb-Ce ratio with fields of A-granites (Eby, 1992); *б* – ratio of  $\text{SiO}_2$  and  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$  with fields of petrochemical series (I – calcareous, II – calcareous-alkaline, III – calcaline-alkaline, IV – alkaline) according to (Frost et al., 2001); *в* – REE distribution spectra normalized to chondrite CI (McDonough et al., 1995); *з* – ratio of  $\text{SiO}_2$  and  $\text{K}_2\text{O}$  with fields of petrochemical series (I – low-K calcareous-alkaline series, II – moderately-K calcareous-alkaline series, III – high-K calcareous-alkaline series, IV – shoshonite series) according to (Rickwood, 1989). Symbols: second phase – blue circles, third phase – green circles, contact zone – red circles

Трахитоидные граниты отличаются от выборгитов пониженным содержанием, примерно в два раза, крупноионных литофильных элементов (Ba – 290–552 ppm, Sr – 54,6–89,2 ppm) и высокозарядных элементов (Y – 24,0–69,3 ppm, Zr – 138–510 ppm, Nb – 9,52–34 ppm). По содержанию Th (13,0–64,7 ppm) и U (2,84–10,2 ppm) трахитоидные граниты схожи с выборгитами. Минимальное содержание этих элементов было отмечено для обр. 1011.

Суммарное содержание REE варьирует от 94,4 до 649 ppm (при среднем значении 387 ppm). Как и для выборгитов, LREE преобладают над HREE (в среднем 404 и 37,2 ppm соответственно). Для образцов 1002, 1011 и 1104 характерно более низкое общее содержание REE (в среднем 212 ppm), отрицательная Eu-аномалия выражена в меньшей степени (в среднем  $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,40$ ). Общим для этих образцов является то, что они расположены вблизи контакта с выборгитами, на периферии Губановской интрузии. Вторая группа трахитоидных гранитов (образцы 1010, 1015, 1018, 1023 и 1103) характеризуется более высоким общим содержанием REE (в среднем 603 ppm) относительно первой группы и выборгитов. В этих образцах отрицательная Eu-аномалия проявлена в большей степени ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,22$ ).

Таблица 2. Состав гранитов рапакиви Губановской интрузии (Выборгский массив)  
по редким и редкоземельным элементам (ppm)  
Table 2. Composition of rapakivi granites of Gubanovskaya intrusion (Wiborg massif)  
by trace and rare-earth elements (ppm)

Элемент	Овоидные граниты 2 фазы					Граниты контактовой зоны			Трахитоидные граниты 3 фазы					
	1020	1001 <sub>БК</sub>	1021	1003	1024	1001	1026	1004 <sub>Ф</sub>	1002	1010	1015	1018	1023	1011
Be	6,36	4,75	5,79	5,25	4,28	2,58	5,98	5,19	5,18	5,63	5,14	5,31	4,73	5,28
Sc	5,37	4,78	4,30	17,5	4,73	2,11	3,12	6,55	1,85	5,08	5,07	5,02	5,17	1,92
V	152	150	2,59	147	150	1,25	151	148	1,25	145	151	157	149	1,25
Cr	14,6	15,6	33,1	17,4	12,9	8,07	13,5	14,4	16,6	14,8	15,0	14,7	13,6	13,8
Co	1,79	2,50	2,26	4,56	2,95	1,02	2,55	2,12	1,48	3,01	3,03	2,80	2,75	1,59
Ni	12,1	225	12,8	14,0	12,6	12,4	12,5	12,3	13,4	14,5	11,5	14,1	10,3	13,2
Cu	96,8	76,3	61,7	100	82,0	51,3	73,4	58,5	94,1	50,6	61,0	49,5	71,4	75,6
Zn	134	124	77,5	172	140	46,4	120	142	85,3	115	120	110	128	72,0
Ga	24,4	25,4	18,8	27,0	23,3	15,0	25,4	27,2	13,9	25,0	25,0	24,6	24,0	17,4
Ge	2,35	3,38	1,22	3,79	2,23	1,16	2,44	3,47	1,06	3,22	2,72	3,03	2,75	0,85
Rb	278	290	199	291	315	167	333	339	147	335	335	305	313	168
Sr	97,2	149	95	103	110	52,1	79,3	53,0	65,1	84,2	89,2	81,2	81,4	72,0
Y	86,9	67,8	55,0	148	76,8	35,1	67,4	98,6	30,3	69,2	69,3	63,2	67,2	24,0
Zr	466	342	250	719	463	129	414	594	138	510	491	506	509	144
Nb	33,5	23,1	22,6	59,8	34,0	9,65	29,0	37,9	9,52	34,1	32,3	32,4	31,1	9,68
Mo	5,25	2,44	4,56	6,16	3,76	2,82	3,77	9,58	2,91	4,16	5,06	4,50	3,65	2,93
Sn	7,60	5,49	3,61	12,7	6,42	1,50	7,62	7,45	2,00	5,71	5,91	6,09	6,07	2,04
Cs	5,68	2,88	4,39	9,50	4,80	1,63	6,12	4,68	2,56	5,01	5,58	4,64	4,44	2,88
Ba	689	1410	618	788	860	392	604	224	337	511	552	445	506	290
La	104	118	58,8	84,8	106	76,1	128	268	59,2	146	129	143	115	43,2
Ce	189	224	119	217	195	143	238	489	113	283	241	283	219	77,0
Pr	22,9	26,1	14,5	32,9	23,6	15,6	27,5	56,2	12,7	33,9	28,6	33,2	26,1	8,30
Nd	80,3	89,7	57,0	139	82,6	57,1	92,4	182	45,6	113	96,5	113	89,5	30,9
Sm	14,7	16,2	12,8	32,8	14,2	9,51	14,0	26,8	8,04	19,5	16,7	18,7	15,5	5,89
Eu	1,59	2,33	1,39	1,67	1,53	0,89	1,11	0,64	0,78	1,27	1,25	1,22	1,10	0,75
Gd	14,9	14,7	10,9	31,9	14,0	7,76	12,80	24,4	6,39	16,7	15,3	15,7	13,1	5,06
Tb	2,19	1,98	1,66	4,42	2,08	1,26	1,79	3,21	0,97	2,38	2,00	2,04	2,03	0,70
Dy	15,2	12,0	10,1	29,2	14,2	7,05	11,1	17,9	5,56	13,4	12,7	12,6	12,1	4,57
Ho	3,36	2,60	2,21	6,17	2,75	1,49	2,31	3,81	1,20	2,64	2,67	2,43	2,53	0,91
Er	9,94	7,73	6,51	17,40	8,58	4,24	6,59	10,80	3,52	7,69	7,81	6,94	7,68	2,72
Tm	1,30	1,10	0,94	2,30	1,15	0,60	0,97	1,50	0,47	1,13	1,09	0,96	1,03	0,39
Yb	9,13	6,79	5,25	13,30	8,03	3,28	7,08	9,06	2,81	6,88	6,85	6,51	6,81	2,18
Lu	1,53	1,11	0,84	2,31	1,33	0,49	1,18	1,59	0,45	1,10	1,07	0,97	1,12	0,35
Hf	15,3	10,6	7,2	22,1	14,3	3,77	13,3	20,6	3,95	16,4	15,8	15,7	16,2	4,11
Ta	2,62	1,26	1,44	2,87	2,52	0,73	2,60	2,47	0,81	2,20	2,21	2,15	2,51	0,65
W	2,14	1,69	6,06	3,41	1,71	0,92	2,78	2,69	1,11	1,90	2,24	1,71	11,10	0,94
Pb	25,0	31,7	23,2	23,9	23,7	23,5	32,3	32,7	20,5	28,8	28,9	27,4	29,4	22,3
Th	32,5	27,8	30,1	19,3	40,3	20,5	44,5	75,7	17,6	64,7	60,8	56,6	50,0	13,0
U	6,17	3,57	7,37	4,58	6,99	2,79	11,0	12,4	3,44	8,88	10,20	8,95	8,16	2,84
ΣREE	470	524	302	615	475	477	328	545	1 095	656	261	649	563	640

Граниты контактовой зоны имеют наиболее широкие вариации содержания кремнезема 70,91–82,3 мас.%, что перекрывается со значениями как для пород второй, так и для третьей фазы. Однако среднее значение SiO<sub>2</sub> для контактовой зоны (75,24 мас.%) выше, чем для остальных гранитов. Содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в гранитах контактовой зоны (9,53–13,85 мас.%) ниже в сравнении с выборгитами и трахитоидными гранитами. Самое высокое содержание SiO<sub>2</sub> и самое низкое Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> установлено для обр. 1106. Как

и в остальных трахитоидных гранитах, в породах контактовой зоны содержание кремнезема обратно пропорционально содержанию оксидов других элементов, за исключением натрия. Суммарное содержание оксидов железа находится в интервале 1,32–4,58 мас.%. Среднее содержание оксида железа в данной группе составляет 3,11 мас.%, что ниже, чем в других гранитах. Также на невысоком уровне относительно других групп гранитов находится содержание оксидов кальция (0,77–1,73 мас.%) и титана (0,03–0,30 мас.%). Содержание щелочей ( $\text{Na}_2\text{O}$  – 1,60–2,66 мас.%;  $\text{K}_2\text{O}$  – 3,76–6,81 мас.%) сопоставимо для всех разновидностей пород.

В гранитах контактовой зоны содержание крупноионных литофильных элементов (Ba – 173–604 ppm, Sr – 38,5–79,3 ppm) схожее с трахитоидными гранитами, но меньше, чем в выборгитах. Высокозарядные элементы в гранитах контактовой зоны (Y – 35,1–98,6 ppm, Zr – 129–594 ppm, Nb – 8–37,9 ppm) имеют близкий уровень относительно трахитоидных гранитов, в отличие от выборгитов с более высоким содержанием этих элементов. Содержание Th в гранитах контактовой зоны существенно выше (18,1–75,7 ppm) и превышает значения для гранитов других групп. Содержание U (2,79–12,4 ppm) в контактовой зоне сопоставимо с остальными гранитами 2 и 3 фаз.

Суммарное содержание REE изменяется от 281 до 1095 ppm (при среднем значении 562 ppm). Легкие REE преобладают над тяжелыми (в среднем 502 и 44,7 ppm), аналогично с другими разновидностями гранитов. Содержание LREE в гранитах контактовой зоны значительно выше, чем в гранитах других групп (рис. 3, в). Повышенным содержанием всего спектра REE выделяется образец 1004ф, для которого зафиксирована самая глубокая отрицательная Eu-аномалия ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,08$ ). В остальных пробах отрицательная Eu-аномалия выражена в меньшей степени ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,26$ ). Для всех разновидностей гранитов спектры REE умеренно фракционированы с понижением от легких к тяжелым REE (среднее  $\text{La}_N/\text{Lu}_N$  отношение составляет 12).

Спектры REE всех пород показывают на диаграмме (рис. 3, в) комплементарность спектров, что указывает на их генетическое родство. При этом породы контактовой зоны занимают промежуточное положение между породами 2 и 3 фаз.

На дискриминационных диаграммах, предложенных (Pearce et al., 1984; Whalen et al., 1987), фигуративные точки всех трех разновидностей гранитов находятся в поле субщелочных внутриплитных гранитов А-типа. На тройной диаграмме Ba-Rb-Sr (Liverton et al., 2001) точки составов гранитов попадают в область внутриплитных гранитов. При этом выборгиты отличаются повышенным содержанием Ba (в среднем 873 ppm) в сравнении с трахитоидными гранитами (440 ppm) и гранитами контактовой зоны (406 ppm). Содержание Sr и Rb во всех разновидностях пород сопоставимо. На диаграмме Y-Nb-Ce, разработанной (Eby, 1992) для разделения А-гранитов, точки составов гранитов относятся к полю составов А2 – области пород корового или мантийно-корового происхождения (рис. 3, а). На этой же диаграмме устанавливается постоянное отношение  $\text{Y}/\text{Nb} \sim 2,3$  при вариации содержания Ce.

На диаграмме  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$  (Frost et al., 2001) точки составов находятся в полях известково-щелочных и щелочно-известковых составов (рис. 3, б). Диаграмма соотношения  $\text{SiO}_2$  и  $\text{K}_2\text{O}$  (рис. 3, в) показывает, что рассматриваемые нами граниты принадлежат к высококалиевой известково-щелочной и шшонитовой сериям. Овоидные граниты 2 фазы отличаются пониженным содержанием кремнезема по сравнению с трахитоидными гранитами и гранитами контактовой зоны.

## Заключение

Исследование гранитов рапакиви Губановской интрузии выявило значимые геохимические различия между фазами внедрения, что согласуется с моделями эволюции магматических систем А-типа. Овоидные граниты второй фазы, обогащенные  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (13,36–15,06 мас.%),  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  общее (3,42–7,36 мас.%) и CaO (1,48–2,37 мас.%), а также высокими концентрациями Ba (618–1410 ppm) и LREE (до 615 ppm), демонстрируют черты, характерные для ранних стадий кристаллизации коровых расплавов. Их состав близок к выборгитам Финляндии, описанным в (Haapala et al., 1992), однако повышенное содержание REE (особенно в пробе 1003) может указывать на более интенсивное взаимодействие с флюидами или мантийным компонентом. Трахитоидные граниты третьей фазы, с повышенным  $\text{SiO}_2$  (до 79,6 мас.%) и сниженными Ba (290–552 ppm) и Sr (54,6–89,2 ppm), отражают эволюцию магмы в сторону дифференциации, что типично для поздних фаз интрузий рапакиви (Ларин, 2011).

Породы контактовой зоны с максимальным содержанием  $\text{SiO}_2$  (до 82,3 мас.%) и REE (до 1095 ppm) демонстрируют признаки гибридации магмы (Левковский, 1975) с вмещающими породами или флюидной активности. Аномально высокое содержание LREE (например, La – 268 ppm в пробе 1004ф) сопоставимо с данными по редкометалльным пегматитам Олимпик-Дам (Cao et al., 2018), что подчеркивает возможность обнаружения REE минерализации.

Сравнение с другими массивами рапакиви выявляет как черты сходства, так и различия. Например, граниты Губановской интрузии по положению на диаграмме Y-Nb-Ce (Eby, 1992) соответствуют подтипу А2,



как и большинство гранитов рапакиви Фенноскандинавского щита (*Haapala et al., 1992*). Такая особенность может быть связана с коровым или мантийно-коровым происхождением пород. Породы Губановской интрузии тяготеют к известково-щелочной (высококальциевой шощонитовой) серии, что подтверждает их формирование в иной геодинамической обстановке – вероятно, в условиях внутриконтинентального рифтогенеза (*Frost et al., 2001*). Постоянное для второй и третьей фаз соотношение Y/Nb (~2,3) может свидетельствовать о наличии в коровом источнике основных пород гранат-клинопироксен-амфиболового состава (в присутствии рутила и/или ильменита), вероятно, амфиболитов или гранулитов, типичных для нижней коры. Возможность такой ситуации была показана ранее на основе изотопных данных (*Haapala et al., 1992*). Частичное плавление нижней/средней коры с образованием гранитных магм рапакиви, по мнению цитируемых авторов, было вызвано подъемом горячего мантийного материала (мафический андерплейтинг).

В настоящей работе были также установлены геохимические маркеры второй и третьей фаз Губановской интрузии. Высокая концентрация REE в контактовой зоне (особенно LREE) делает эти зоны перспективными для поиска редкоземельных месторождений, аналогичных Лак-Тио (*Ларин, 2011*). Однако для подтверждения этого предположения требуются детальные минералогические исследования, включая анализ аксессуарных минералов.

Основываясь на приведенных данных, можно сделать следующие выводы:

1. Граниты Губановской интрузии относятся к А2-типу внутриплитных гранитов, формирующихся при растяжении коры с участием мантийно-коровых источников. Возможным компонентом при образовании родоначальных расплавов Губановской интрузии могли выступать нижнекоровые амфиболиты или гранулиты.

2. Геохимические различия между фазами (овоидные, трахитоидные, контактовая зона) отражают эволюцию магматической системы: от коровых расплавов (вторая фаза) к дифференцированным (третья фаза) и гибридным (контактовая зона).

3. Повышенные содержания REE в контактовой зоне (до 1 095 ppm) указывают на возможность обнаружения REE минерализации, что требует дальнейшего изучения.

#### **Благодарности**

Авторы признательны за организацию полевых работ Е. Н. Кузьминых и К. С. Гусаку (ГУ ПО "Возрождение"). Работа выполнена в рамках темы НИР ИГГД РАН (FMUW-2022-0005) и государственного задания FSRW-2023-0002.

#### **Конфликт интересов**

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

#### **Библиографический список**

- Алексеев В. И. Минералогические индикаторы генезиса "белых гранитов" Арга-Ыннах-Хайского массива, Якутия // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит : материалы V всерос. конф. с междунар. участием, Дальневосточный геологический институт Дальневосточного отделения РАН, Владивосток, 2021. С. 79–80.
- Алексеев В. И., Марин Ю. Б., Галанкина О. Л. Вольфрамооксидит в литий-фтористых гранитах Арга-Ыннах-Хайского массива, Якутия // Записки Российского минералогического общества. 2019. Т. 148, № 3. С. 44–58.
- Беляев А. М. Минералого-геохимическая специализация гранитов рапакиви Выборгского массива // Вестник ЛГУ. 1983. Т. 6, № 1. С. 17–26.
- Булах А. Г., Гавриленко В. В., Панова Е. Г. Гранит рапакиви в Санкт-Петербурге: архитектура и минералого-петрографические наблюдения // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле. 2016. № 3. С. 40–53. DOI: <https://doi.org/10.21638/11701/spbu07.2016.303>. EDN: XAYYQH.
- Великославинский Д. А., Биркис А. П., Богатилов О. А. [и др.]. Анортозит-рапакивигранитная формация. Восточно-Европейская платформа. Л. : Наука. 1978, 296 с.
- Иванов М. А. Минералогические признаки и закономерности пространственного распределения разновозрастной трещиноватости в гранитах и пегматитах месторождения "Возрождение" ("Кавантсаари"), Выборгский массив // Записки Горного института. 2015. № 212. С. 21–29. EDN: TVURMP.
- Кузьминых Е. Н. Производственный отчет об успешном освоении месторождения декоративно-облицовочного камня Возрождение в районе Республики Карелия. 2014. 271 с. URL: <https://efgi.ru/#/registry/search/item/43036390?ysclid=m7u4c73m2v458681714>.
- Ларин А. М. Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. СПб. : Наука, 2011. 402 с.
- Левковский Р. З. Рапакиви. Л. : Недра, 1975. 223 с.
- Свириденко Л. П. Петрология Салминского массива гранитов рапакиви (в Карелии). Петрозаводск, 1968. 116 с.

- Cao J., Yang X., Du J., Wu Q. [et al.] Formation and geodynamic implication of the Early Yanshanian granites associated with W-Sn mineralization in the Nanling range, South China: An overview // *International Geology Review*. 2018. Vol. 60, Iss. 11–14. P. 1744–1771. DOI: <https://doi.org/10.1080/00206814.2018.1466370>.
- Eby G. N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications // *Geology*. 1992. Vol. 20, Iss. 7. P. 641–644. DOI: [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0641:csotat>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0641:csotat>2.3.co;2).
- Eden P. A specialized topaz-bearing rapakivi granite and associated mineralized greisen in the Ahvenisto complex, SE Finland // *Bulletin of the Geological Society of Finland*. 1991. Vol. 63, Part 1. P. 25–40. DOI: <https://doi.org/10.17741/bgsf/63.1.003>.
- Frost B. R., Barnes C. G., Collins W. J., Arculus R. J. [et al.]. A geochemical classification for granitic rocks // *Journal of Petrology*. 2001. Vol. 42, Iss. 11. P. 2033–2048. DOI: <https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033>.
- Haapala I., Rämö O. T. Tectonic setting and origin of the Proterozoic rapakivi granites of southeastern Fennoscandia // *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*. 1992. Vol. 83, Iss. 1–2. P. 165–171. DOI: <https://doi.org/10.1017/s0263593300007859>.
- Haapala I. Metallogeny of the Rapakivi granites // *Mineralogy and Petrology*. 1995. Vol. 54. P. 149–160. DOI: <https://doi.org/10.1007/BF01162858>.
- Haapala I., Rämö O. T., Frindt S. Comparison of Proterozoic and Phanerozoic rift-related basaltic-granitic magmatism // *Lithos*. 2005. Vol. 80, Iss. 1–4. P. 1–32. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.04.057>.
- Haapala I. Metallogeny of the Proterozoic rapakivi granites of Finland // *Recent advances in the geology of granite-related mineral deposits / eds.: R. P. Taylor, D. F. Strong*. Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Geology Division of CIM, 1988. Special Vol. 39. P. 124–132.
- Liverton T., Botelho N. F. Fractionated alkaline rare-metal granites: Two examples // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2001. Vol. 19, Iss. 3. P. 399–412.
- McDonough W. F., Sun S.-s. The composition of the Earth // *Chemical Geology*. 1995. Vol. 120, Iss. 3–4. P. 223–253. DOI: [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4).
- Mu M.-S., Yang D.-B., Yang H.-T., Wang A.-Q. [et al.]. Petrogenesis of late Paleoproterozoic post-collisional magmatism in southern north China Craton: Insights from geochemistry and Nd–Hf isotopic compositions of A-type granites // *Precambrian Research*. 2022. Vol. 383. Article number: 106887. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2022.106887>.
- Nurmi P. A., Haapala I. The Proterozoic granitoids of Finland: Granite types, metallogeny and relation to crustal evolution // *Bulletin of the Geological Society of Finland*. 1986. Vol. 58, Part 1. P. 203–233. DOI: <https://doi.org/10.17741/bgsf/58.1.014>.
- Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *Journal of Petrology*. 1984. Vol. 25, Iss. 4. P. 956–983. DOI: <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>.
- Rickwood P. C. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements // *Lithos*. 1989. Vol. 22, Iss. 4. P. 247–263. DOI: [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(89\)90028-5](https://doi.org/10.1016/0024-4937(89)90028-5).
- Skublov S. G., Petrov D. A., Galankina O. L., Levashova E. V. [et al.]. Th-rich zircon from a pegmatite vein hosted in the Wiborg Rapakivi Granite Massif // *Geosciences*. 2023. Vol. 13, Iss. 12. P. 362. DOI: <https://dx.doi.org/10.3390/geosciences13120362>.
- Whalen J. B., Currie K. L., Chappell B. W. A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1987. Vol. 95. P. 407–419. DOI: <https://doi.org/10.1007/BF00402202>.

## References

- Alekseev, V. I. 2021. Mineralogical indicators of the genesis of "white granites" of the Arga-Ynnakh-Khai massif, Yakutia. In *Geologic processes in the conditions of subduction, collision and sliding of lithospheric plates*. Vladivostok, pp. 79–80. (In Russ.)
- Alekseev, V. I., Marin, Yu. B., Galankina, O. L. 2019. Wolframoixiolite in lithium-fluorine granites of the Arga-Ynnakh-Khaya pluton, Yakutia. *Zapiski Rossiiskogo Mineralogicheskogo Obshchestva*, 148(3), pp. 44–58. (In Russ.)
- Belyaev, A. M. 1983. Mineralogical-geochemical specialization of rapakivi granites of the Wyborg Massif. *Vestnik Leningradskogo Gosudarstvennogo Universiteta*, 6(1), pp. 17–26. (In Russ.)
- Bulakh, A. G., Gavrilenko, V. V., Panova, E. G. 2016. Rapakivi granite in St. Petersburg: Architecture and mineralogical-petrographical observations. *Vestnik of Saint Petersburg University. Earth Sciences*, 3, pp. 40–53. DOI: <https://doi.org/10.21638/11701/spbu07.2016.303>. EDN: XAYYQH. (In Russ.)
- Velikoslavinsky, D. A., Birkis, A. P., Bogatikov, O. A. et al. 1978. Anorthosite-Rapakivi granite formation of the East European Platform. Leningrad. (In Russ.)

- Ivanov, M. A. 2015. Mineralogical characteristics and spatial distribution of different age fractures in granites and pegmatites of the "Vozrozhdenie" deposit ("Kawantsaari"), the Vyborg massif. *Journal of Mining Institute*, 212, pp. 21–29. EDN: TVURMP. (In Russ.)
- Kuzminykh, E. N. 2014. Production report of successful development of deposits of decorative and facing stone Vozrozhdenie in the area of the Republic of Karelia. URL: <https://efgi.ru/#/registry/search/item/43036390?ysclid=m7u4c73m2v458681714>. (In Russ.)
- Larin, A. M. 2011. Rapakivi granites and associated rocks. St. Petersburg. (In Russ.)
- Levkovskii, R. Z. 1975. Rapakivi. Leningrad. (In Russ.)
- Sviridenko, L. P. 1968. Petrology of the Salma massif of Rapakivi granites (in Karelia). Petrozavodsk. (In Russ.)
- Cao, J., Yang, X., Du, J., Wu, Q. et al. 2018. Formation and geodynamic implication of the Early Yanshanian granites associated with W-Sn mineralization in the Nanling range, South China: An overview. *International Geology Review*, 60(11–14), pp. 1744–1771. DOI: <https://doi.org/10.1080/00206814.2018.1466370>.
- Eby, G. N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, 20(7), pp. 641–644. DOI: [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0641:csotat>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0641:csotat>2.3.co;2).
- Eden, P. 1991. A specialized topaz-bearing rapakivi granite and associated mineralized greisen in the Ahvenisto complex, SE Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland*, 63, Part 1, pp. 25–40. DOI: <https://doi.org/10.17741/bgsf/63.1.003>.
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J. et al. 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42(11), pp. 2033–2048. DOI: <https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033>.
- Haapala, I., Rämö, O. T. 1992. Tectonic setting and origin of the Proterozoic Rapakivi granites of southeastern Fennoscandia. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 83(1–2), pp. 165–171. DOI: <https://doi.org/10.1017/s0263593300007859>.
- Haapala, I. 1995. Metallogeny of the Rapakivi granites. *Mineralogy and Petrology*, 54, pp. 149–160. DOI: <https://doi.org/10.1007/BF01162858>.
- Haapala, I., Rämö, O. T., Frindt, S. 2005. Comparison of Proterozoic and Phanerozoic rift-related basaltic-granitic magmatism. *Lithos*, 80(1–4), pp. 1–32. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.04.057>.
- Haapala, I. 1988. Metallogeny of the Proterozoic rapakivi granites of Finland. In *Recent advances in the geology of granite-related mineral deposits*. Eds.: R. P. Taylor, D. F. Strong. Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Geology Division of CIM, 1988. Special Vol. 39, pp. 124–132.
- Liverton, T., Botelho, N. F. 2001. Fractionated alkaline rare-metal granites: Two examples. *Journal of Asian Earth Sciences*, 19(3), pp. 399–412.
- McDonough, W. F., Sun, S.-s. 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120(3–4), pp. 223–253. DOI: [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4).
- Mu, M.-S., Yang, D.-B., Yang, H.-T., Wang, A.-Q. et al. 2022. Petrogenesis of late Paleoproterozoic post-collisional magmatism in southern north China Craton: Insights from geochemistry and Nd–Hf isotopic compositions of A-type granites. *Precambrian Research*, 383. Article number: 106887. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2022.106887>.
- Nurmi, P. A., Haapala, I. 1986. The Proterozoic granitoids of Finland: Granite types, metallogeny and relation to crustal evolution. *Bulletin of the Geological Society of Finland*, 58, Part 1, pp. 203–233. DOI: <https://doi.org/10.17741/bgsf/58.1.014>.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W., Tindle, A. G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4), pp. 956–983. DOI: <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>.
- Rickwood, P. C. 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, 22(4), pp. 247–263. DOI: [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(89\)90028-5](https://doi.org/10.1016/0024-4937(89)90028-5).
- Skublov, S. G., Petrov, D. A., Galankina, O. L., Levashova, E. V. et al. 2023. Th-rich zircon from a pegmatite vein hosted in the Wiborg Rapakivi Granite Massif. *Geosciences*, 13(12), pp. 362. DOI: <https://dx.doi.org/10.3390/geosciences13120362>.
- Whalen, J. B., Currie, K. L., Chappell, B. W. 1987. A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95, pp. 407–419. DOI: <https://doi.org/10.1007/BF00402202>.

#### Сведения об авторах

**Рогова Илона Владимировна** – 21-я линия, 2, г. Санкт-Петербург, Россия, 199106;  
Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, аспирант;  
e-mail: [i.l.o.n.a.borisova@yandex.ru](mailto:i.l.o.n.a.borisova@yandex.ru), ORCID: <https://orcid.org/0009-0004-3547-3681>

**Илона В. Рогова** – 2, 21-st Line, Saint Petersburg, Russia, 199106;  
Empress Catherine II Saint Petersburg Mining University, Ph.D. Student;  
e-mail: [i.l.o.n.a.borisova@yandex.ru](mailto:i.l.o.n.a.borisova@yandex.ru), ORCID: <https://orcid.org/0009-0004-3547-3681>

**Скублов Сергей Геннадьевич** – наб. Макарова, 2, г. Санкт-Петербург, Россия, 199034;  
Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, д-р геол.-минерал. наук, гл. науч. сотрудник;  
21-я линия, 2, г. Санкт-Петербург, Россия, 199106; Санкт-Петербургский горный университет  
императрицы Екатерины II, профессор;  
e-mail: skublov@yandex.ru, ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-5227-4260>

**Sergey G. Skublov** – 2 Makarova Emb., Saint Petersburg, Russia, 199034;  
Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS, Dr Sci. (Geol. & Miner.), Principal Staff Scientist;  
2, 21-st Line, Saint Petersburg, Russia, 199106; Empress Catherine II Saint Petersburg Mining University,  
Professor; e-mail: skublov@yandex.ru, ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-5227-4260>

**Березин Алексей Васильевич** – наб. Макарова, 2, г. Санкт-Петербург, Россия, 199034;  
Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, канд. геол.-минерал. наук, ст. науч. сотрудник;  
e-mail: berezin-geo@yandex.ru

**Alexey V. Berezin** – 2 Makarov Emb., Saint Petersburg, Russia, 199034;  
Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS, Cand. Sci. (Geol. & Miner.), Senior Research  
Associate; e-mail: berezin-geo@yandex.ru

**Петров Дмитрий Анатольевич** – 21-я линия, 2, г. Санкт-Петербург, Россия, 199106;  
Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II,  
канд. геол.-минерал. наук, доцент; e-mail: da\_petrov@list.ru

**Dmitry A. Petrov** – 21-st Line, 2, Saint Petersburg, Russia, 199106;  
Empress Catherine II Saint Petersburg Mining University, Cand. Sci. (Geol. & Miner.), Associate Professor;  
e-mail: da\_petrov@list.ru