Петрология, минералогия, геохимия, изотопная геология
Petrology, mineralogy, geochemistry, isotope geology

Научная статья
УДК 552.321.1(234.851)

ТИПИЗАЦИЯ ГРАНИТОИДОВ ЛЯПИНСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ (ПРИПОЛЯРНЫЙ И СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)

А. М. Пыстин, Ю. И. Пыстина

Институт геологии им Н. П. Юшкина ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия, pystin.48@mail.ru, http://orcid/0000-0002-5875-4353

В статье предложена актуализированная схема возрастного расчленения и корреляции гранитоидов Ляпинского антиклинория, занимающего осевую часть Центрально-Уральского поднятия на Приполярном и Северном Урале. Схема разработана на основе комплексного анализа геологической позиции гранитоидных массивов, петрогеохимических, минералогических особенностей и метаморфизма пород. Показано, что процессы гранитообразования в приполярно-североуральском сегменте земной коры проявлялись в течение длительного времени, начиная по крайней мере с конца раннего протерозоя и до раннего палеозоя, но развивались дискретно с большим перерывом, приходящимся на значительную часть рифейского периода. Рассмотрены возможные геодинамические обстановки формирования разновозрастных гранитоидных комплексов.

Ключевые слова: Приполярный и Северный Урал, Ляпинский антиклинорий, гранитоидный массив, петрогеохимические особенности, циркон, U-Pb возраст

Благодарности: работа выполнена в рамках темы государственного задания Института геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН «Глубинное строение, геодинамическая эволюция, взаимодействие геосфер, магматизм, метаморфизм и изотопная геохронология Тимано-Североуральского литосферного сегмента», номер государственной регистрации 122040600012–2.

Для цитирования: *Пыстин А.М., Пыстина Ю.И.* Типизация гранитоидов Ляпинского антиклинория (Приполярный и Северный Урал) // Геологический вестник. 2025. №3. С. 109–131. DOI: 10.31084/2619-0087/2025-3-8

For citation: Pystin A. M., Pystina Yu. I. (2025) Typization of granitoids of the Lyapinsky anticlinorium (Subpolar and Northern Urals). *Geologicheskii vestnik*. 2025. No. 3. P. 109–131. DOI: 10.31084/2619-0087/2025-3-8

Original article

TYPIZATION OF GRANITOIDS OF THE LYAPINSKY ANTICLINORIUM (SUBPOLAR AND NORTHERN URALS)

A. M. Pystin, Yu. I. Pystina

N. P. Yushkin Institute of Geology, Komi Scientific Center, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Syktyvkar, Russia, pystin. 48@mail.ru, http://orcid/0000-0002-5875-4353

The article proposes an updated scheme of age division and correlation of granitoids of the Lyapinsky anticlinorium, which occupies the axial part of the Central Ural uplift in the Subpolar and Northern Urals. The scheme is developed on the basis of a comprehensive analysis of the geological position of granitoid massifs, petrogeochemical, mineralogical features and metamorphism of rocks. It is shown that granite formation processes in the subpolar-northern Ural segment of the earth"s crust manifested themselves over a long period of time, starting at least from the end of the early Proterozoic and up to the early Paleozoic, but developed discretely with a large break, falling on a significant part of the Riphean period. Possible geodynamic settings for the formation of granitoid complexes of different ages are considered.

Keywords: Subpolar and Northern Urals, Lyapinsky anticlinorium, granitoid massif, petrogeochemical features, zircon, U-Pb age

Acknowledgements: The work was carried out within the framework of the state task of the Institute of Geology FRC Komi SC UB RAS "Deep structure, geodynamic evolution, interaction of geospheres, magmatism, metamorphism and isotopic geochronology of the Timan-Northen Ural lithospheric segment", state registration number of the 122040600012–2.

Введение

Ляпинский антиклинорий Центрально-Уральского поднятия является одним из типовых районов развития гранитоидного магматизма на Урале. Здесь выделяется около трех десятков относительно крупных массивов и множество мелких гранитных интрузий (рис. 1). Степень их изученности выше по сравнению с аналогичными породами в других районах северной части Урала. Однако вопросы типизации гранитоидов этого района остаются нерешенными. Вплоть до 90-х гг. прошлого столетия при расчленении и корреляции гранитоидов рассматриваемой территории основное внимание уделялось геологической позиции массивов [Сирин, 1945; Фишман, Голдин, 1963; Фишман, 1971; Корреляция…, 1988].

Результаты работ по корреляции магматитов северной части Урала и прилегающих территорий, начатые в 60-х гг. в Институте геологии Коми ФАН АН СССР (ныне ФИЦ Коми НЦ УрО РАН) и других геологических организациях, рассмотрены на Межведомственных рабочих совещаниях по корреляции магматических проявлений Европейского Северо-Востока в 1984, 1985 и 1987 гг. В итоге разработана унифицированная схема корреляции магматитов [Корреляция…, 1988], в которой на территории приполярноуральской части Центрально-Уральского поднятия в пределах Ляпинского антиклинория выделены гранитоидные комплексы, объединяющие массивы со схожей геологической ситуацией: николайшорский (раннепротерозойский), сальнеро-маньхамбовский (вендско-раннекембрийский) и кожимский (среднепермский). Основанием для выделения кожимского комплекса, не связанного пространственно с пермскими отложениями, послужили уже имевшиеся в то время K-Ar датировки гранитоидов. Эта схема была распространена и на южную (североуральскую) часть Ляпинского антиклинория.

С началом применения Rb-Sr, Pb-Pb и U-Pb систематик при датировании гранитоидов рассматриваемого района определился наиболее вероятный интервал формирования основной массы гранитов: 650–500 млн лет [Андреичев, 1999], который в целом подтвердился при обобщении полученных за последние двадцать лет U-Pb цирконовых датировок (SIMS, LA-ICP-MS, TIMS) по гранитоидам северной части Урала, в том числе, по Ляпинскому антиклинорию [Соболева, 2017; Udoratina et al., 2021; Удоратина и др., 2022 и др.]. В настоящее время уточненный интервал преобладающих U-Pb цир-

коновых датировок по гранитоидам рассматриваемой территории составляет 640–490 млн лет. Это с большой степенью вероятности означает отсутствие здесь гранитоидов позднепалеозойского возраста, во всяком случае, в пределах доступных для наблюдения глубинных уровней.

Установленный довольно узкий возрастной интервал изотопных U-Pb возрастов цир-

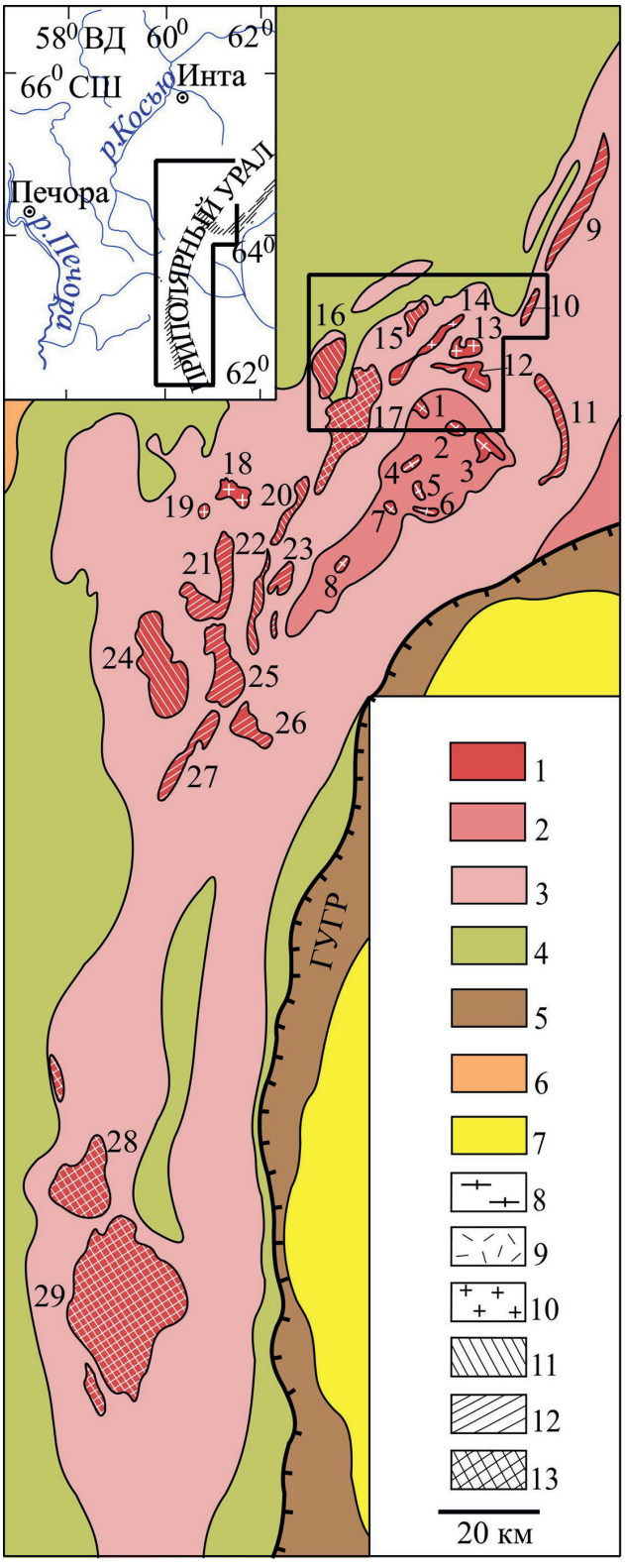

Рис 1. Схема расположения гранитоидных массивов Ляпинского мегантиклинория

Условные обозначения: 1 — гранитоиды, 2 — метаморфические комплексы (PR_1), 3 — вулканогенно-осадочные комплексы Центрально-Уральской мегазоны (RF_3 — V), 4 — палеозойские осадочные комплексы Западно-Уральской мегазоны, 5 — палеозойские вулканогенно-осадочные и офиолитовые комплексы Восточно-Уральской мегазоны, 6 — пермь-триасовые комплексы чехла Восточно-Европейской платформы, 7 — мезозойско-кайнозойские комплексы чехла Западно-Сибирской плиты. 8–13 — гранитоидные комплексы: 8 — николайшорский (PR_1), 9 — кожимский (RF_3), 10 — водораздельный (V_1), 11 — сальнеро-маньхамбовский (первая фаза — V_2), 12 — сальнеро-маньхамбовский (вторая фаза — $Є_1$), 13 — сальнеро-маньхамбовский (нерасчлененный — V_2 — $Є_1$). Массивы гранитоидов: 1 — Николайшорский, 2 — Амбаршорский, 3 — Хальмеръюский, 4 — Маньсаранизский, 5 — Свободненский, 6 — Балашовский, 7 — Лавкашорский, 8 — Устьняртинский, 9 — Лемвинский, 10 — Бадъяюский и Яротский, 11 — Тынаготский, 12 — Кожимский, 13 — Кузьпуаюский, 14 — Хаталамба-Лапчинский (на рис. 2 — Хаталамбинский и Лапчинский), 15 — Лапчавожский, 16 — Малдинский, 17 — Народнинский, 18 — Вангырский, 19 — Водораздельный, 20 — Маньхобеюский, Городкова, 21 — Неройско-Патокский, 22 — Сальнерский, 23 — Няртинский, 24 — Малопатокский, 25 — Торговский, Кефталыкский, 26 — Хартесский, 27 — Кулемшорский, 28 — Ильяизский, 29 — Маньхамбовский. Черный контур на обзорной карте — границы Схемы на местности, черный контур на Схеме — границы Карты на рис. 2.

Fig. 1. Scheme of distribution of granitoid massifs of the Lyapinsky Meganticlinorium

Legends: 1 — granitoids, 2 — metamorphic complexes (PR_1), 3 — volcanogenic-sedimentary complexes of the Central Ural megazone (RF_3 — V), 4 — Paleozoic sedimentary complexes of the West Ural megazone, 5 — Paleozoic volcanogenic-sedimentary and ophiolite complexes of the East Ural megazone, 6 — Permian-Triassic complexes of the East European Plate cover, 7 — Mesozoic-Cenozoic complexes of the West Siberian Plate cover. 8–13 — granitoid complexes: 8 — Nikolayshorsky (PR_1), 9 — Kozhimsky (RF_3), 10 — Vodorazdelny (V_1), 11 — Salnero-Manhambovsky (first phase — V_2), 12 — Salner-Manhambovsky (second phase — $Є_1$), 13 — Salner-Manhambovsky (undivided — V_2 — $Є_1$). Granitoid massifs: 1 — Nikolaishorsky, 2 — Ambarshorsky, 3 — Khalmeryusky, 4 — Mansaranizsky, 5 — Svobodnensky, 6 — Balashovsky, 7 — Lavkashorsky, 8 — Ustnyartinsky, 9 — Lemvinsky, 10 — Badyayusky and Yarotsky, 11 — Tynagotsky, 12 — Kozhimsky, 13 — Kuzpuayusky, 14 — Khatalamba-Lapchinsky (in Fig. 2 — Khatalambinsky and Lapchinsky), 15 — Lapchavozhsky, 16 — Maldinsky, 17 — Narodninsky, 18 — Vangyrsky, 19 — Vodorazdelny, 20 — Mankhobeyusky, Gorodkova, 21 — Neroysko-Patoksky, 22 — Salnersky, 23 — Nyartinsky, 24 — Malopatoksky, 25 — Torgovsky, Keftalyksky, 26 — Khartessky, 27 — Kulemshorsky, 28 — Ilyaizsky, 29 — Mankhambovsky. The black outline on the overview map is the boundaries of the Scheme on the ground, the black outline on the Scheme is the boundaries of the Map in Fig. 2.

конов привел некоторых исследователей к идее, что все гранитоиды Ляпинского антиклинория относятся к одному позднерифейско-кембрийскому сальнеро-маньхамбовскому комплексу, например, [Государственная…, 2013а]. Однако довольно многочисленные указания на находки в гранитоидах магматических цирконов ранне-среднерифейского и даже раннепротерозойского возрастов [Соболева и др., 2005; Пыстин, Пыстина, 2008; Душин и др. 2009; Шардакова и др., 2023 и др.] могут быть свидетельством проявления процессов гранитообразования и в допозднерифейское время. Такое предположение представляется весьма вероятным и в связи с тем, что в докембрийском разрезе Ляпинского антиклинория присутствуют нижнепротерозойские комплексы, степень метаморфизма которых соответствует высоким ступеням амфиболитовой и, возможно, гранулитовой фаций [Пыстин, 1994; Пыстина, Пыстин, 2002 и др.]. Метаморфизм столь высоких P-T параметров практически всегда сопровождается процессами гранитообразования. Кроме того, возрастной интервал основной выборки изотопных возрастных определений, охватывающий 150 млн лет (640–490 млн лет), может означать, что в состав сальнеро-маньхамбовского комплекса в настоящее время включены не только разновозрастные, но и генетически различающиеся гранитоиды. Такая точка зрения высказывалась неоднократно [Голдин и др., 1999; Пыстин, Пыстина, 2011; Соболева, 2017; Шардакова и др., 2023 и др.].

Учитывая противоречивость и неоднозначность имеющихся вариантов интерпретации геохронологических данных при типизации гранитоидов Ляпинского антиклинория, в статье сделана попытка комплексного подхода при решении этого вопроса с учетом геологической позиции, петрогеохимических и минералогических особенностей и метаморфизма пород.

Геологическая позиция гранитоидов

В пределах Ляпинского антиклинория все гранитоидные массивы и гранитоидные тела приурочены к доордовикским образованиям. Вмещающими породами являются нижне- и верхнедокембрийские толщи и только для пространственно ассоциирующих с гранитоидами кислых вулканитов в некоторых районах северной части рассматриваемой тектонической структуры по геохронологическим данным предполагается кембрийский возраст [Соболева, 2020].

В соответствии со схемой последнего Уральского межведомственного стратиграфического совещания [Стратиграфические…, 1993] в докембрийском разрезе Ляпинского антиклинория выделяются нижнепротерозойский няртинский метаморфический комплекс и верхнедокембрийские стратоны (снизу вверх): маньхобеинская (RF_1), щокуръинская (RF_1), пуйвинская (RF_2), хобеинская (RF_3), мороинская (RF_3), саблегорская ($RF_3 – V_1$) и лаптопайская (V_2) свиты. В северной части рассматриваемого района выделяется санаизская свита (RF_3) — возрастной аналог мороинской свиты.

Полученные позднее и особенно в последние десять лет новые данные по геологическому строению и возрасту стратифицированных образований докембрия северной части Приполярного Урала дали основание для пересмотра стратиграфической схемы докембрийских образований этого района (см. рис. 2). В частности, установлено, что породная ассоциация, известная как маньхобеинская свита, не имеет самостоятельного стратиграфического значения и выделена в ранге самостоятельного стратиграфического подразделения ошибочно на месте зон развития ретроградного метаморфизма по породам, аналогичным тем, которыми сложен няртинский комплекс [Пыстин, Пыстина, 2018а].

Впервые полученные корректные U-Pb датировки цирконов, свидетельствующие о раннепротерозойском возрасте высокотемпературного метаморфизма пород как няртинского комплекса (включая отложения, выделяемые ранее в маньхобеинскую свиту), так и щокурьинской свиты [Пыстин, Пыстина 2018а, 2018б, 2019; Пыстина и др., 2019], привели к выводу, что весь допуйвинский разрез рассматриваемого района относится к нижнему докембрию. При этом, преобладающие в щокурьинской свите низкотемпературные метаморфиты: эпидот-хлорит-актинолитовые и мусковит-хлорит-альбит-кварцевые сланцы, часто карбонатсодержащие, переслаивающиеся с мраморами и кварцитами, как и «маньхобеинская свита», имеют диафторическую природу [Пыстин, Пыстина, 2018б, 2019]. Судя по реликтовым минеральным парагенезисам, P-T параметры раннего этапа метаморфизма пород «маньхобеинской» и щокурьинской свит соответствовали условиям высокотемпературной амфиболитовой и, возможно, гранулитовой фаций [Пыстин, 1994]. Учитывая, что в свое время маньхобеинская свита была выделена Л. Т. Беляковой [1972] из со-

става николайшорской свиты (по М. В. Фишману и Б. А. Голдину [1963]), целесообразно комплексу гнейсов и амфиболитов с зонами низкотемпературных диафторитов вернуть прежнее название — «николайшорский». Щокурьинская свита, отличающаяся от николайшорского комплекса существенной ролью карбонатных пород и кварцитов, должна выделяться в качестве самостоятельного нижнедокембрийского стратона.

Гранитоиды в составе николайшорского метаморфического комплекса, реже щокурьинской свиты, представлены гранито-гнейсами, которые

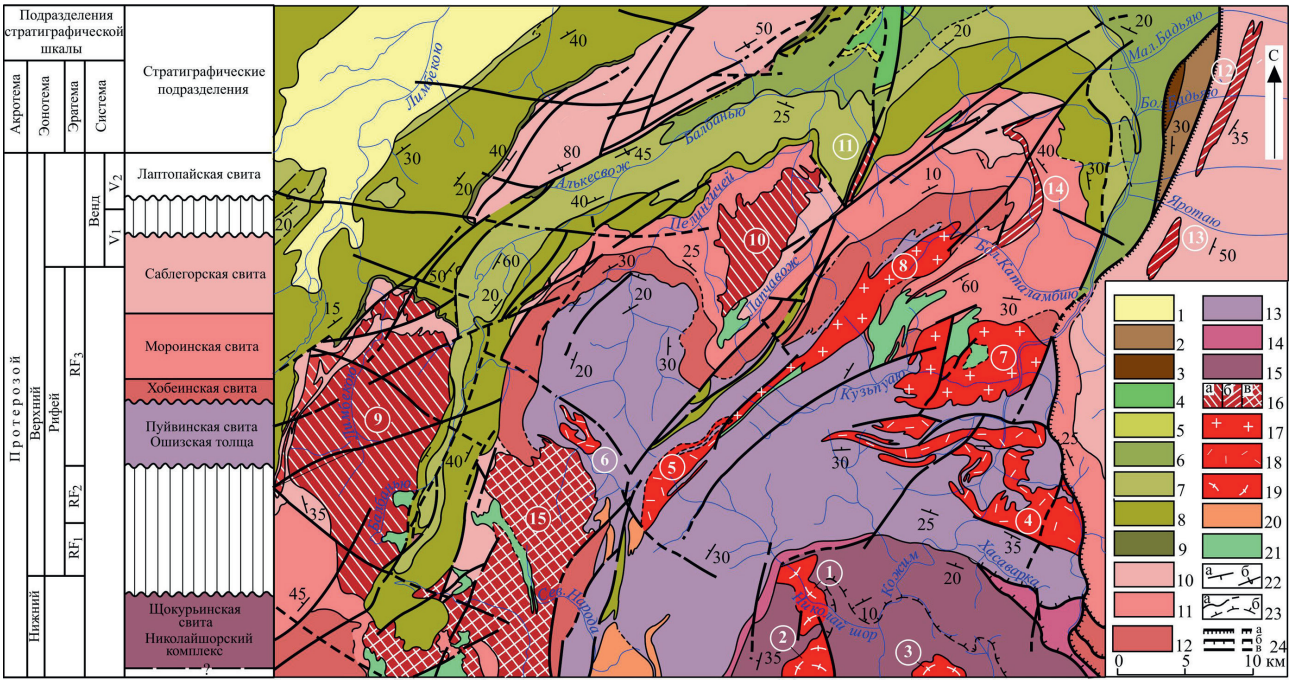

Рис. 2. Геологическая карта северной части Приполярного Урала, по [Пыстин, 2021] с дополнениями

Условные обозначения: 1 — верхнечетвертичные-современные отложения (Q_{3-4}), 2 — надотамыльская свита (D_{2-3}), 3 — верхнесилурийско-нижнедевонские отложения (S_2 — D_1), 4 — силурийские отложения (S_{1-2}), 5 — верхнеордовикские отложения (O_3), 6 — кожимская свита (O_2), 7 — саледская свита (O_{1-2}), 8 — обеизская свита (O_1), 9 — алькесвожская толща ($Є_3$ — O_1), 10 — саблегорская свита (RF_3 — V_1), 11 — мороинская свита (RF_3), 12 — хобеинская свита (RF_3), 13 — пуйвинская свита (RF_3), 14 — щокурьинская свита (PR_1), 15 — николайшорский метаморфический комплекс (PR_1), 16–19 — гранитоидные комплексы: 16 — сальнеро-маньхамбовский (V_2 — $Є_1$): а — гранитоиды I фазы (V_2), б — гранитоиды II фазы ($Є_1$), в — гранитоиды I и II фаз, нерасчененные (V_2 — $Є_1$), 17 — водораздельный (V_1). 18 — кожимский (RF_3), 19 — николайшорский (PR_1), 20 — парнукский габбро-диоритовый комплекс (RF_3 — V), 21 — хаталамбинский габбро-долеритовый комплекс (RF_3 — V), 22 — элементы залегания плоскостных структур (слоистости, флюидальности, полосчатости, сланцеватости): а — нормальное залегание, б — опрокинутое залегание (для слоистости и флюидальности), 23 — геологические границы: а — границы геологических тел, б — южная граница зоны низкотемпературных диафторитов в николайшорском метаморфическом комплексе («маньхобеинской свиты»), 24 — тектонические границы: а — шарьяжи и надвиги, б — всбросы и сбросы, в — крутопадающие дизъюнктивы.

Наименование гранитоидных массивов (цифры в кружках): 1 — Николайшорский, 2 — Базисный, 2 — Амбаршорский, 4 — Кожимский, 5 — Лапчинский, 6 — Сюрасьрузьский, 7 — Кузьпуаюский, 8 — Хаталамбинский, 9 — Малдинский, 10 — Лапчавожский, 11 — Малокаталамбинский, 12 — Бадьяюский, 13 — Яротский, 14 — Санашорский, 15 — Народнинский.

Fig. 2. Geological map of the northern part of the Subpolar Urals, according to [Pystin, 2021] with additions

Legends: 1 — Upper Quaternary-modern deposits (Q_{3-4}), 2 — Nadotamyl Formation (D_{2-3}), 3 — Upper Silurian-Lower Devonian deposits (S_2-D_1), 4 — Silurian deposits (S_{1-2}), 5 — Upper Ordovician deposits (O_3), 6 — Kozhimskaya Formation (O_2), 7 — Saledskaya Formation (O_{1-2}), 8 — Obeizskaya Formation (O_1), 9 — Alkesvozhskaya strata ($Є_3$-O_1), 10 — Sablegorskaya Formation (RF_3-V_1), 11 — Moroinskaya Formation (RF_3), 12 — Khobeinskaya Formation (RF_3), 13 — Puivinskaya Formation (RF_3), 14 — Shchokuryinskaya Formation (PR_1), 15 — Nikolayshorsky metamorphic complex (PR_1), 16–19 — granitoid complexes: 16 — Salnero-Mankhambovsky (V_2 — $Є_1$): a — granitoids of phase I (V_2), б — granitoids of phase II ($Є_1$), в — granitoids of phases I and II, undivided (V_2 — $Є_1$), 17 — Vodorazdel”nyy (V_1)., 18 — Kozhimsky (RF_3), 19 — Nikolayshorsky (PR_1), 20 — Parnuksky gabbro-diorite complex (RF_3 — V), 21 — Khatalambinsky gabbro-dolerite complex (RF_3 — V), 22 — elements of bedding of planar structures (layering, fluidity, banding, schistosity): a — normal bedding, б — inverted bedding (for layering and fluidity), 23 — geological boundaries: a — boundaries of geological bodies, б — southern boundary of the low-temperature diaphthorite zone in the Nikolaishorsky metamorphic complex (“Mankhobeinskaya Formation”), 24 — tectonic boundaries: a — nodules and thrust faults, б — faults and faults dew, в — steeply dipping disjunctives.

Names of granitoid massifs (numbers in circles): 1 — Nikolayshorsky, 2 — Basic, 2 — Ambarshorsky, 4 — Kozhimsky, 5 — Lapchinsky, 6 — Syurasruzsky, 7 — Kuzpuayusky, 8 — Khatalambinsky, 9 — Maldinsky, 10 — Lapchavozhsky, 11 — Malokatalambinsky, 12 — Badyayusky, 13 — Yarotsky, 14 — Sanashorsky, 15 — Narodninsky.

часто окаймляются зонами мигматитов и мигматизированных гнейсов. Они образуют относительно небольшие (обычно первые км^2 и меньше), но многочисленные массивы, конкордантные с генеральными структурами вмещающих толщ.

Учитывая приведенные выше данные о раннепротерозойском возрасте метаморфизованных толщ (николайшорский метаморфический комплекс и щокурьинская свита), статус базального стратона для верхнего докембрия рассматриваемого района приобретает пуйвинская свита, как в свое время считали М. В. Фишман и Б. А. Голдин [1963] и до настоящего времени придерживается ряд исследователей (например, В. Н. Пучков [2010]).

Таким образом, рифейский разрез Ляпинского антиклинория начинается с пуйвинской свиты, сложенной преимущественно мусковит-хлорит-альбит-кварцевыми сланцами, перемежающимися с эпидот-актинолит-хлоритовыми сланцами. В основании свиты выделяется ошизский базальный горизонт кварцитов и кварцевых метапесчаников. Уточненный на основании U-Pb датирования детритовых зерен циркона возраст пуйвинской свиты позднерифейский; максимально возможная нижняя возрастная граница пород — 950 млн лет [Пыстин и др., 2019, Pystin et al., 2020]. Возрастной интервал всего верхнедокембрийского разреза Ляпинского мегантиклинория, таким образом, ограничивается поздним рифеем-вендом.

Залегающая выше хобеинская свита представлена светлыми зеленовато-серыми тонкополосчатыми хлорит-мусковит-альбит-кварцевыми и мусковит-альбит-кварцевыми сланцами, белыми и светло-серыми кварцитами и известковистыми кварцитопесчаниками. В подчинённом количестве встречаются тёмно-серые филлитовидные сланцы.

Наращивающая верхнедокембрийский разрез мороинская свита характеризуется резкой изменчивостью литологического состава: соотношением в различных разрезах свиты терригенных, вулканогенных и карбонатных пород. Она сложена тёмно-серыми и серыми мусковит-хлорит-альбит-кварцевыми сланцами, известковистыми сланцами с прослоями и линзами мраморов и мраморизованных доломитов, зелёными ортосланцами, кварцитами. В целом, вверх по разрезу свиты роль карбонатных пород увеличивается.

Мороинская свита сменяется вверх по разрезу саблегорской свитой, граница с которой проводится по смене терригенно-карбонатных пород вулканогенными. Сравнение разрезов саблегорской свиты разных районов Ляпинского антиклинория указывает на их большое сходство. Повсеместно в нижней части свиты преобладают основные эффузивы, для средней характерно наличие туфогенных и туфотерригенных отложений, в верхней появляются кислые, преимущественно пирокластические, образования.

Венчает верхнедокембрийский разрез рассматриваемого района лаптопайская свита. Она имеет ограниченное распространение. В южных районах Приполярного Урала в лаптопайскую свиту объединены молассовидные толщи с преобладанием терригенных грубообломочных пород: конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов, в которых встречаются прослои филлитовидных сланцев, эффузивов кислого состава и их туфов, туфобрекчий, игнимбритов, основных эффузивов. Галька конгломератов состоит из продуктов размыва подстилающих пород — кварцитов, доломитов, метаморфизованных порфиритов [Белякова, 1972]. В северо-западном и северном обрамлении николайшорского метаморфического комплекса лаптопайская свита отсутствует.

Верхнедокембрийский разрез является вмещающим для подавляющей части гранитоидных тел Ляпинского антиклинория (см. рис. 1) и, учитывая ограниченный возрастной интервал его формирования (RF_3 – V), следует признать, что и процессы гранитообразования в этой части Урала проявились в основном в позднем рифее-венде. Тем не менее, гранитоидные массивы, ассоциирующие пространственно с верхнедокембрийскими толщами, отличаются между собой стратиграфической и структурной позицией, взаимоотношениями с вмещающими породами, наличием или отсутствием пространственных и генетических связей с вулканитами кислого ряда и различными интрузивными образованиями, петрогеохимическими характеристиками, видовым разнообразием и морфологическими особенностями акцессорных минералов (особенно циркона), составом некоторых индикаторных элементов и, наконец, изотопным возрастом минералов-геохронометров. По большинству гранитоидных массивов рассматриваемого района сведения о вещественном составе и возрасте слагающих их пород неполные или даже крайне ограничены, поэтому разработка корректной схемы типизации гранитоидов Ляпинского антиклинория — вопрос будущего, но уже имеющиеся данные служат основанием для попытки актуализации современных представлений о расчленении и корреляции гранитидов этого района.

На основе анализа имеющихся данных мы предлагаем выделить следующие гранитоидные комплексы (от древних к молодым): николайшорский гранито-гнейсовый (раннепротерозойский), кожимский (позднерифейский), водораздельный (ранневендский), сальнеро-маньхамбовский, представленный двумя фазами: ранней (поздневендской) и поздней (раннекембрийской).

Фактический материал и обсуждение

Николайшорский гранитогнейсовый комплекс

Несмотря на ограниченные геохронологические данные, выделение гранитоидов раннепротерозойского николайшорского комплекса, на наш взгляд, представляется вполне обоснованным. К ним относятся небольшие автохтонные и парааутохтонные массивы (Николайшорский, Амбаршорский, Хальмеръюский и др.), расположенные в поле высокотемпературных метаморфитов и диафторитов по ним (см. рис. 1).

Типичным и наиболее хорошо изученным гранито-гнейсовым массивом николайшорского комплекса является одноименный массив, залегающий в среднем течении руч. Николайшор, левого притока р. Кожим (см. рис. 2). Он имеет площадь 5.0 км^2 и вытянут в северо-западном направлении. Вмещающими являются гнейсы и амфиболиты, с которыми, как уже было отмечено выше, гранитогнейсы имеют постепенные переходы через зоны мигматитов и мигматизированных пород. Массив представлен биотитовыми, биотит-мусковитовыми и мусковитовыми гранитогнейсами обычно полосчатой текстуры. Акцессорные минералы: апатит, циркон, титанит, рутил, турмалин.

Химический состав гранитов варьирует от умеренно-щелочных до нормально-щелочных при различном соотношении щелочей: в имеющейся у нас выборке из 16-ти химических анализов пород отношение K_2O/Na_2O изменяется в интервале 1.76–0.18 (табл. 1). Разновидности гранитоидов, обогащенные натрием (плагиогранитогнейсы), преобладают в южной и крайней северо-западной частях массива. Как в гранитогнейсах, так и плагиогранитогнейсах присутствует гранат, количество которого не превышает первые проценты.

Многие исследователи отмечают изофациальность гранитогнейсов Николайшорского и других массивов рассматриваемого комплекса с вмещающими метаморфическими породами, которая проявляется в близком составе породообразующих минералов (биотита, граната, полевых шпатов) и структуре пород: лепидо- и гранобластовой, свидетельствующей о близких P-T условиях их кристаллизации (перекристаллизации). В. Г. Вигорова [1972] классифицировала гранитогнейсы, распространенные в поле развития глубокометаморфизованных пород Приполярного Урала как «водные» глубинные гранитоиды. Л. В. Махлаев [1996], учитывая пересыщенность гранитидов глиноземом, считал возможным отнести их к S-типу. А. А. Соболева с соавторами [2004] подтвердили, что по химическим характеристикам (содержание CaO, Sr, Nb, Y, Zr, отношения K/Rb, Rb/Sr и др.) большинство гранитоидов, ассоциирующих с метаморфическими породами, относятся к S-типу и образовались при гранитизации и последующем плавлении неоднородного субстрата. Сопоставление информативных петрогеохимических (особенно петрохимических) характеристик николайшорских гранитоидов (табл. 1, анализы 1, 2) и главных типов гранитоидов схемы Б. Чаппела [Whalen et al., 1987] (табл. 2) показывает сходство первых с лейкократовым подтипом S-типа.

Дополнительную информацию для типизации гранитоидов дает изучение морфологических особенностей акцессорных минералов и особенно циркона, который в магматических породах кислого состава, как правило, характеризуется большим разнообразием. Специальные исследования акцессорных минералов в гранитоидах северной части Урала [Фишман и др., 1968; Пыстина и др., 2017; Пыстина, Пыстин, 2018; Денисова, 2020 и др.] показали, что в этой группе пород встречаются цирконы различного морфологического облика (табл. 3) и суммарно представлены все основные их морфологические типы по классификации И. В. Носырева [Носырев и др., 1989]: цирконовый (рис. 3-I), гиацинтовый (рис. 3-II), копьевидный (рис. 3-III), торпедовидный (рис. 3-IV) и циртолитовый (рис. 3-V), кристаллизация которых связывается с определенными стадиями формирования гранитоидов, соответственно: раннемагматической, магматической, пегматитовой, пневматолитовой и гидротермальной. В рассматриваемых гранитоидах иногда также встречаются детритовые зерна циркона в виде реликтовых ядер в новообразованных магматических цирконах, в редких случаях в виде самостоятельных зерен. В породах Николайшорского массива и других массивах одноименного комплекса преобла-

дающими являются цирконы копьевидного типа (до 50% от общего количества минерала в пробе), которые в гранитоидах других комплексов либо отсутствуют, либо их количество не превышает нескольких процентов. Наличие в породах копьевидных цирконов обусловлено глубинными условиями становления гранитоидов, характеризующихся широким развитием пегматитов

Таблица 1. Содержание информативных петрогеохимических компонентов в гранитоидах Ляпинского антиклинория
Table 1. Comparison of informative petrogeochemical characteristics of granitoids of the Lyapinsky anticlinorium

Компонет	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Петрогенные компоненты (мас. %)									
SiO_2	72.31 66.0–74.3	75.74 75.1–77.0	75.98 73.2–79.0	72.72 65.2–75.1	70.56 69.5–71.6	69.81 68.3–75.5	64.43 62.2–67.1	58.03 55.0–61.7	74.82 72.0–78.0
Al_2O_3	14.40 13.0–16.6	12.50 12.1–13.2	12.34 11.1–13.7	13.54 11.2–15.0	14.49 13.6–15.4	14.55 12.7–16.1	16.39 15.3–18.5	17.63 16.3–19.5	12.51 10.8–13.8
FeO*	2.29 1.4–3.6	1.96 1.55–2.23	1.99 0.5–2.9	2.18 2.0–2.8	3.14 2.9–3.3	3.20 2.1–3.9	4.89 4.0–5.8	7.35 4.6–9.0	2.11 1.2–3.1
MgO	0.44 0.2–1.1	0.33 0.2–0.6	0.37 0.1–0.9	1.04 0.1–7.1	0.78 0.5–1.0	1.01 0.4–1.3	1.27 1.0–2.1	3.38 2.1–5.2	0.33 0.1–0.5
CaO	1.16 0.3–3.8	0.55 0.3–0.9	0.57 0.1–1.2	1.26 0.6–5.9	1.26 1.1–1.7	2.41 0.7–3.2	3.58 2.1–4.4	4.18 2.0–6.0	0.57 0.3–1.0
Na_2O	5.43 3.4–7.8	3.20 3.0–3.5	3.48 1.6–4.7	4.05 2.3–5.6	3.46 3.2–4.1	3.65 3.3–4.1	3.73 2.6–4.2	3.13 2.3–4.5	3.69 3.0–4.3
K_2O	1.97 1.2–3.1	4.71 3.8–5.3	4.25 2.6–5.6	3.68 1.2–4.6	4.31 3.1–4.7	3.40 2.9–4.2	3.02 2.0–3.8	2.33 1.5–3.7	4.98 4.3–5.8
Редкие элементы (г/т)									
Sr	—	—	35	75 31–270	89 75–110	207 96–290	248 168–360	328 125–500	65
Y	19	30 22–36	37	35 17–72	43 26–51	28 10–49	26 10–40	28 10–40	36
Ga	—	—	25	20 14–22	20 17–25	14 10–18	17 14–19	26 15–71	26
Zr	26	14 12–20	380	118 73–260	172 110–200	112 70–160	132 80–200	152 130–210	310
Rb	184	194 188–206	159	187 90–288	207 120–283	128 112–146	113 80–148	97 74–112	200
Nb	6	13 5–17	35	17 8–50	12 4–20	<10	<10	<10	33

Примечание. 1, 2 — Николайшорский массив: 1 — плагиогранитогнейсы (7 анализов), 2 — гранитогнейсы (9); 3 — Кожимский массив, граниты (59); 4 — Водораздельный массив, граниты (14); 5 — Малдинский массив, граниты (5); 6–8 — Лапчавожский массив: 6 — граниты (7), 7 — гранодиориты (27), 8 — кварцевые диориты и диорит-порфириты (13); 9 — Лемвинский массив, граниты (62). Источники анализов: 1, 2 — петрогенные компоненты по данным авторов, редкие элементы по [Денисова, 2021]; 3, 9 по [Махлаев, 1996]; 4 — по [Шардакова и др., 2023]; 5–8 — по [Соболева, 2004]. FeO* — содержание Fe пересчитано на $Fe_{общ}$; прочерк — нет данных; в числителе приведено среднее содержание, а в знаменателе — пределы.

Note. 1, 2 — Nikolaishorsky massif: 1 — plagiogranite-gneisses (7 analyzes), 2 — granite-gneisses (9); 3 — Kozhimsky massif, granites (59); 4 — Vodorazdelny massif, granites (14); 5 — Maldinsky massif, granites (5); 6–8 — Lapchavozhsky massif: 6 — granites (7), 7 — granodiorites (27), 8 — quartz diorites and diorite-porphyrites (13); 9 — Lemvinsky massif, granites (62). Sources of analyzes: 1, 2 — petrogenic components according to the authors, rare elements according to [Denisova, 2021]; 3, 9 — according to [Makhlaev, 1996]; 4 — according to [Shardakova et al., 2023]; 5–8 — according to [Soboleva, 2004]. FeO* — Fe content recalculated to Fe_{total}; dash — no data; the numerator shows the average content, and the denominator shows the limits.

и мигматитовых ореолов [Пыстина и др., 2017]. В сопоставимых количествах отмечаются цирконы гиацинтового типа (около 40%) и в меньших количествах (около 10%) — торпедовидного типа. Характерно отсутствие в породах цирконов раннемагматической стадии (цирконового морфотипа). Это может быть связано с неоднократным проявлением процессов ремобилизации гранитов

Таблица 2. Информативные петрогеохимические характеристики главных типов гранитоидов схемы Б. Чаппела [Whalen et al., 1987]
Table 2. Informative petrogeochemical characteristics of the main types of granitoids of the B. Chappell scheme [Whalen et al., 1987]

Компонент	1	2	3	4	5	6
Петрогенные компоненты (мас. %)						
SiO_2	67.2	69.2	73.4	74.8	70.3	73.4
Al_2O_3	15.2	14.3	13.4	12.4	14.1	13.5
FeO*	4.4	3.3	1.9	2.8	3.5	2.1
MgO	1.7	1.4	0.6	0.2	1.4	0.6
CaO	4.3	3.2	1.7	0.7	2.0	1.3
Na_2O	4.0	3.1	3.3	4.1	2.4	2.8
K_2O	1.3	3.4	4.1	4.7	4.0	4.6
Редкие элементы (г/т)						
Sr	282	247	143	48	120	81
Y	22	28	34	75	32	33
Ga	15	16	16	25	17	17
Zr	108	151	144	528	165	136
Rb	18	151	194	169	217	277
Nb	1	11	12	37	12	13

Примечание. 1 — M-граниты (17 анализов), 2 — I-граниты (991), 3 — I-граниты, лейкократовый подтип (421), 4 — A-граниты (148), 5 — S-граниты (578), 6 — S-граниты, лейкократовый подтип (205), FeO* — содержание Fe пересчитано на $Fe_{общ}$
Note. 1 — M-granites (17 analyzes), 2 — I-granites (991), 3 — I-granites, leucocratic subtype (421), 4 — A-granites (148), 5 — S-granites (578), 6 — S-granites, leucocratic subtype (205), FeO* — Fe content recalculated to Fe_{total}.

Таблица 3. Распределение морфологических типов цирконов в гранитных массивах северной части Ляпинского антиклинория
Table 3. Distribution of morphological types of zircons in granite massifs of the northern part of the Lyapinsky anticlinorium

Массив	Морфологические типы цирконов (%)					
	Детритовый	Цирконовый	Гиацинтовый	Копьевидный	Торпедовидный	Циртолитовый
Николайшорский	ед. зерна	—	40	50	10	—
Кожимский	—	80	—	—	5	15
Водораздельный	—	++	—	—	+++	+
Малдинский	—	1–2	60	2–3	30	5–7
Бадьяюский	—	70	15	—	5	—
Яротский	—	50	45	—	10	—

Примечание. Почек — не обнаружено, +++ — преобладают в составе цирконовой фракции, ++ — присутствуют в заметном количестве, + — присутствуют в небольшом количестве.
Note. Check — not detected, +++ — predominate in the zircon fraction, ++ — present in significant quantities, + — present in small quantities.

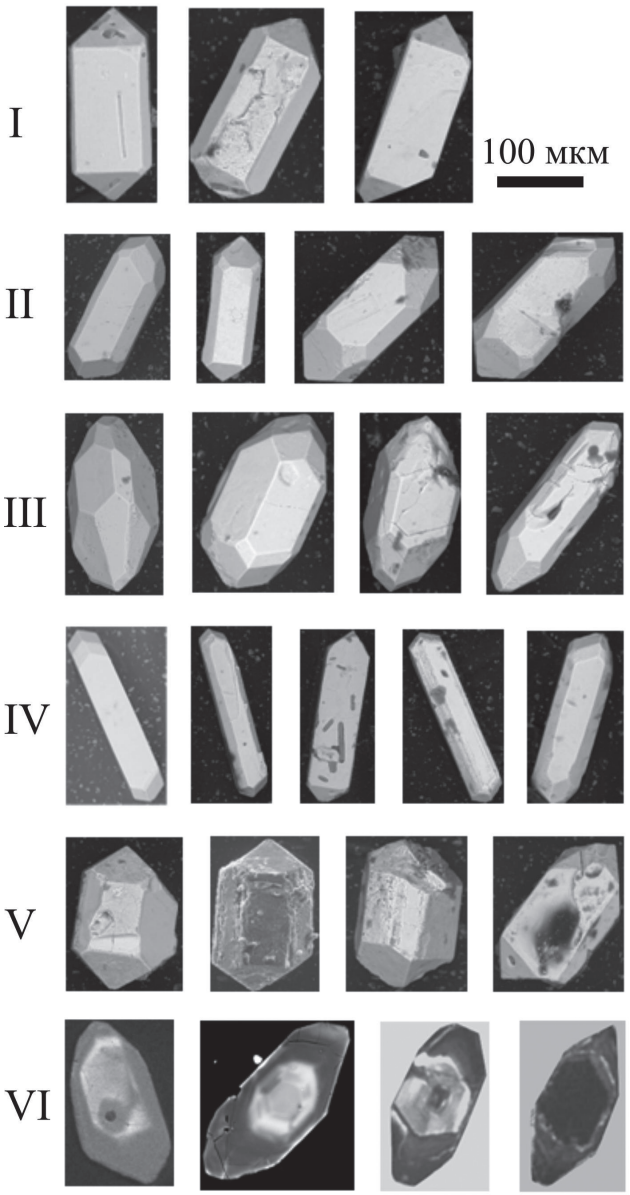

Рис. 3. Морфологические разновидности циркона в гранитоидах Ляпинского антиклинория (I — V ряды — SEM-фотографии, VI ряд — CL-изображение)

Условные обозначения: I ряд — цирконовый морфотип, II ряд — гиацинтовый морфотип, III ряд — копьевидный морфотип, IV ряд — торпедовидный морфотип, V ряд — циртолитовый морфотип, VI — внутреннее строение зерен циркона копьевидного типа из гранитов Малдинского массива

Fig. 3. Morphological varieties of zircons in granitoids of the Lyapinsky anticlinorium (I — V rows — SEM photographs, VI row — CL image)

Legends: I row — zircon morphotype, II row — hyacinth morphotype, III row — spear-shaped morphotype, IV row — torpedo-shaped morphotype, V row — cyrtolite morphotype, VI — internal structure of spear-shaped zircon grains from granites of the Maldinsky massif

и, соответственно, регенерацией ранее образованных акцессорных минералов.

Кроме того, в гранитоидах Николайшорского массива и в целом николайшорского гранитогнейсового комплекса в отличие от гранитоидов других комплексов практически постоянно отмечаются зерна детритового циркона, что указывает на метаосадочную природу субстрата гранитообразования, свойственную S-гранитам [Chappell, 1984; Whalen et al., 1987].

Первые результаты изотопного U-Pb датирования зерен циркона (SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ) из 4-х массивов, приуроченных к северной половине николайшорского метаморфического комплекса (Николайшорского, Свободненского, Хальмеръюского и Лавкашорского), показали наличие нескольких возрастных популяций этого минерала в породах [Соболева и др., 2005]. В гранитоидах Николайшорского массива по 7-ми локальным определениями получен возраст 641±7 млн лет, в Хальмеръюском массиве — в одном образце гранита по 10 определениям — 638±6 млн лет, в другом — 520±7 млн лет. В гранитоидах Свободненского массива выявлено две возрастные популяции циркона: 553±8 и 476±11 млн лет. В гранитах Лавкашорского массива получено одно конкордантное значение возраста циркона — 1756±19 млн лет и шесть датировок этого минерала в возрастном интервале 560–327 млн лет.

Позднее нами по цирконам из гранитогнейсов Николайшорского массива в этой же лаборатории получена датировка 606±5 млн лет, а в мигматизированных гнейсах из пробы, отобранной вблизи массива, по 15-ти цирконам так называемого «мигматитового типа» [Краснобаев, 1986] установлены возрастные значения, превышающие 1.0 млрд лет, в том числе в 2-х зернах (1748±14 и 1748±12 млн лет), сопоставимые с возрастом циркона из гранитов Лавкашорского массива. Еще более древние датировки цирконов «мигматитового типа» (1950±35 и 1820±30 млн лет) были получены методом термоионной эмиссии в Pb/Pb изотопной системе [Пыстин, Пыстина, 2008].

Наличие нескольких возрастных популяций зерен циркона в гранитогнейсах николайшорского массива и связанными с ними мигматитов, вероятно, указывает на длительное и многоэтапное формирование пород. Можно выделить следующие возрастные рубежи гранитообразования: около 1950–1750, 640, 600, 550 и 480 млн лет. Как будет показано ниже, они примерно совпадают с воз-

растом образования выделенных в данной статье гранитоидных комплексов. При этом только наиболее древние возрастные значения можно считать возрастом становления гранитогнейсовых массивов николайшорского комплекса. Остальные, вероятно, фиксируют время ремобилизации гранитоидов, проявившееся в разных массивах в разное время и в разной степени.

Изофациальность и тесная пространственная связь гранитогнейсов николайшорского массива с вмещающими метаморфическими породами предполагает комплементарность ранних процессов высокотемпературного метаморфизма пород и ранних этапов гранитообразования. Учитывая время проявления раннего этапа метаморфизма пород николайшорского метаморфического комплекса, достигающего высоких ступеней амфиболитовой фации — 2127±31 млн лет [Пыстина и др., 2019], нижняя возрастная граница формирования рассматриваемых гранитоидов может превышать 1950 млн лет и требует уточнения. Как высокотемпературный метаморфизм, так и становление автохтонных и параавтохтонных гранитогнейсовых массивов нами связывается с коллизионным этапом формирования дорифейского кристаллического основания Приполярно-Североуральского литосферного сегмента.

Кожимский гранитоидный комплекс

Выделение кожимского гранитоидного комплекса среднепермского возраста, как уже отмечено выше, не подтверждается современными геохронологическими данными. Нет для этого и никаких геологических предпосылок. В то же время, один из пионеров в изучении магматизма северной части Урала — Б. А. Голдин обратил внимание, что гранитоиды, составляющие кожимский гранитоидный комплекс и выделявшиеся в предыдущих схемах как позднепалеозойские, залегают среди отложений нижней (дохобеинской) части докембрийского разреза и ассоциирует с кислыми вулканитами, а продукты разрушения этих пород присутствуют в составе хобеинской свиты. Он предложил выделить гранит-риолитовую формацию, включив в нее Кожимский, Хаталамба-Лапчинский и другие массивы, схожие по геологическим условиям залегания, оставив за ней прежнее название — «кожимская формация» [Голдин и др., 1999][1]. Возраст гранитоидов кожимской формации (или комплекса в нашей классификации) был определен как среднерифейский в соответствии с принимавшимся в то время возрастом пуйвинской свиты [Стратиграфические…, 1993] — стратиграфического подразделения, подстилающего хобеинскую свиту, в составе которой, как было указано выше, присутствуют продукты разрушения пород, предположительно принадлежащие рассматриваемой формации. С учетом новых данных, свидетельствующих о позднерифейском возрасте пуйвинской свиты [Пыстин и др., 2019], возраст гранитоидов и кислых вулканитов кожимского комплекса также должен быть позднерифейским. При этом нижняя возрастная граница свиты, а, следовательно, и кожимского комплекса не древнее 950 млн лет.

Типичным представителем кожимского комплекса является одноименный массив, который залегает среди хлорит-серицитовых сланцев и кварцитов пуйвинской свиты в бассейне ручьев Понью, Осею и Епкошор (притоков р. Кожим в ее верхнем течении). В плане гранитоиды картируются как разрозненные субширотно вытянутые пластообразные линзы, ориентированные согласно с простиранием вмещающих толщ (см. рис. 2). Скорее всего, эти разрозненные гранитные тела принадлежат одной маломощной межпластовой интрузии, смятой вместе с вмещающими отложениями. В составе этой интрузии преобладают лейкократовые мелко- и среднезернистые двуслюдяные граниты. Встречаются разновидности гранитов порфировидной структуры. Порфировидные выделения представлены калиевым полевым шпатом размером 0.5–1.5 см. В краевых частях гранитных тел отмечаются переходы к тонкозернистым и скрытокристаллическим лейкократовым разновидностям пород, нередко с флюидальной текстурой. Акцессорные минералы: апатит, циркон, титанит, монацит.

Присутствующие в разрезе пуйвинской свиты кислые вулканиты пространственно ассоциируют с описываемыми гранитоидами: они распространены в основном в 2-х километровой полосе южного обрамления Кожимского массива. Эти факты можно привести в пользу гипабиссальной природы межпластовых гранитных тел и близости их возраста с возрастом вмещающих отложений. Считается, что описанные граниты на глуби-

[1] В составе кожимской гранит-риолитовой формации Б. А. Голдиным и его коллегами рассматривались также гранитогнейсовые массивы, расположенные в пределах сильно эродированного нижнепротерозойского николайшорского метаморфического комплекса, которые нами в соответствии с [Корреляция…, 1988] выделены в николайшорский гранитогнейсовый комплекс.

не соединяются с массивом, расположенным севернее, в бассейне руч. Кузьпуаю. На этом основании все гранитные тела объединяются в единый Кожимский массив [Фишман, 1971; Махлаев, 1996, Государственная…, 2013а и др.]. Однако северный интрузив отличается штокообразной формой, отделяется от южного полосой пуйвинской свиты и прорывает отложения хобеинской свиты верхнего рифея. Учитывая вышесказанное, Кожимским массивом следует считать только пластовую гранитную залежь, ассоциирующуюся с отложениями пуйвинской свиты, в то время как расположенный севернее гранитный шток представляет собой самостоятельный массив — Кузьпуаюский. Как будет показано далее, он может относиться к более молодому ранневендскому водораздельному гранитоидному комплексу.

По петрохимическим данным породы Кожимского массива отвечают преимущественно нормально-щелочными и в меньшей степени умеренно-щелочным лейкогранитам. Они характеризуются типичными петрогеохимическими параметрами, указывающими на принадлежность пород к классу гранитоидов А-типа (табл. 1, 2) с признаками плюм-зависимых образований. Их отличает высокое содержание кремнезема, пониженная глиноземистость и низкие содержания магния и кальция. Среди редких элементов выделяются повышенными значениями цирконий и галий и пониженными — стронций.

По морфологическим особенностям акцессорного циркона кожимские гранитоиды существенно отличаются от николайшорских. В них полностью отсутствуют цирконы копьевидного типа, что связано с малоглубинными условиями кристаллизации пород. В то же время преобладают кристаллы цирконового типа, содержание которых в цирконовой фракции достигает 80 процентов (табл. 3). Практически во всех зернах циркона, относящихся к цирконовому типу, присутствуют регенерационные каемки, образование которых, вероятно, связано с ремобилизацией гранитов при наложенном метаморфизме и последующих процессах гранитообразования. Признаком метасоматической (или метаморфической) переработки пород может служить также наличие в гранитах непрозрачных буровато-желтых и коричневых призматических цирконов слегка уплощенной формы, которые в схеме И. В. Носырева классифицируются как циртолитовый морфотип (около 15%). В небольшом количестве (около 5%) присутствуют цирконы торпедовидного типа.

Изотопный U-Pb возраст циркона из метариолитов, залегающих в южном экзоконтакте Кожимского массива — 646±3 млн лет [Пыстин и др., 2025]. Если исходить из принадлежности Кожимского массива к гранит-риолитовому комплексу эта датировка может учитываться при оценке возраста гранитоидов. Имеющиеся результаты U-Pb датирования зерен циркона из самих гранитов пока остаются неоднозначными. Полученный нами ранее конкордантный возраст — 598±3 млн лет мы связывали с ремобилизацией или метаморфизмом пород [Пыстин, Пыстина, 2008, 2011]. Выполненное позже повторное датирование гранитоидов этого массива (циркон, U-Pb метод), к сожалению, показало высокую дискордантность полученных возрастных определений [Удоратина и др., 2020]. Однако два из 11 выполненных датировок являются конкордантными. Их значения (636±8 и 623±16 млн лет) с учетом возможной ошибки сопоставимы с полученным нами возрастом метариолита. Заслуживают также внимания возрастные определения еще двух зерен циркона: 643±17 и 681±29 млн лет (D, % = 19 и 23).

Структурная позиция Хаталамба-Лапчинского массива, южная часть которого также может относиться к кожимскому комплексу, имеет определенное сходство с Кожимским и Кузьпуаюским массивами. Он состоит из двух линзовидных тел гранитоидов, соединенных относительно узкой перемычкой, сложенной гранитоидами (см. рис. 2). Южное тело, представленное гнейсовидными гранитами, залегает согласно с вмещающими породами пуйвинской свиты, а северное, сложенное массивными гранитами, — имеет явно секущие взаимоотношения с пуйвинской (RF_2) и хобеинской (RF_3) свитами. По аналогии с Кожимским массивом предлагается разделить Хаталамба-Лапчинский массив на два массива: Хаталамбинский (северный) и Лапчинский (южный). Имеющиеся изотопные U-Pb (SHRIMP-II, ЦИИ ВСЕГЕИ) возрастные определения цирконов из пород этого массива [Пыстин, Пыстина, 2008, 2011] относятся к его северной части. Интервал $^{206}Pb/^{238}U$ датировок 9-ти проанализированных зерен циркона составляет 795–550 млн лет, что может свидетельствовать о неоднократном проявлении процессов гранитообразования в пределах названного массива. Аналогичную Кожимскому и Лапчинскому массивам геологическую позицию занимает небольшой безымянный массив гранитоидов, расположенный на правобережье руч. Сюрасьрузь, который мы предлагаем назвать Сюрасьрузьским

и считаем возможным условно отнести к кожимскому комплексу (см. рис. 2).

Приведенные данные дают основание считать, что становление кожимского комплекса произошло в интервале около 950–650 млн лет назад, т. е. в позднем рифее и связано с процессами рифтогенеза на начальных стадиях формирования протоуралид-тиманид. Учитывая, что датировки детритовых зерен циркона определяют только нижний возрастной предел осадочных образований, а их истинный возраст может быть сколь угодно моложе, не исключено, что реальный нижний возрастной рубеж пуйвинской свиты существенно меньше 950 млн лет. В связи с этим показательно, что на Полярном Урале в допалеозойском разрезе Харбейско-Марункеуского антиклинория возраст базального стратона верхнего докембрия (няровейской серии) по данным U-Pb (LA-ICP-MS) датирования зерен циркона определяется интервалом 750–650 млн лет [Пыстин и др., 2024]. При этом, как и в случае с пуйвинской свитой, верхняя возрастная граница няровейской серии также ограничивается изотопным U-Pb (LA-ICP-MS) возрастом циркона из кислых метавулканитов.

Эти данные дают основание предполагать, что начало накопления верхнедокембрийских толщ на Приполярном Урале, как и на Полярном Урале, может относиться ко второй половине позднего рифея (около 750 млн лет назад). С учетом вышесказанного, а также полученных данных по изотопному U-Pb возрасту цирконов из метариолитов (646±3 млн лет) и гранитов (636±8 млн лет), время формирования кожимского комплекса может быть ограничено интервалом около 750–640 млн лет.

Водораздельный гранитоидный комплекс

Еще один ряд гранитоидных массивов, которые могут быть выделены в самостоятельную возрастную группу, предшествующую становлению сальнеро-маньхамбовского комплекса и отличающиеся от них условиями формирования, недавно намечен Г. Ю. Шардаковой с соавторами [2023]. К ним отнесены Водораздельный и Вангырский массивы (см. рис. 1).

Детально описанный авторами упомянутой публикации Водораздельный массив, по которому мы предлагаем назвать комплекс и близкие к нему по геологической позиции, составу, условиям образования и возрасту гранитоидные тела, расположен в районе водораздела рек Вангыр и Надежд (правый приток р. Бол. Паток). В плане он имеет грушевидную форму и размеры 4.0х2.5 км. Ориентирован массив в меридиональном направлении. Залегает в основном среди отложений хобеинской свиты. Местами контактирует с породами мороинской и саблегорской свит, но взаимоотношения с ними остаются не до конца выясненными. В западной части по тектоническому нарушению массив граничит с конгломератами и кварцитопесчаниками обеизской свиты [Государственная…, 2013б].

В составе Водораздельного массива преобладают порфировидные среднезернистые биотитовые микроклин-пертитовые граниты, которые в приконтактовых зонах постепенно сменяются мелкозернистыми гранитами, гранит-порфирами и риолитами. Наличие и характер приконтактовой зональности свидетельствуют о том, что становление массива происходило в близповерхностных условиях.

Жильная фация представлена единичными жилами аплитов и риолитов. Минеральный состав биотитовых гранитов представлен калиевым полевым шпатом пертитового строения (35–40%), плагиоклазом (20–30%), кварцем (25–30%), биотитом (1–5%), редко роговой обманкой. Акцессорные минералы — циркон, титанит и ортит [Государственная…, 2013б].

Преобладающие в составе массива породы соответствуют умеренно-щелочным гранитам и лейкогранитам. Отношение Na_2O/K_2O около 1.0 при суммарном содержании щелочей 7.6–8.7 мас. %. Наблюдается закономерное понижение концентраций петрогенных компонентов (CaO, TiO_2, Al_2O_3, FeO*, P_2O_5) при повышении SiO_2, что свидетельствует о процессе дифференциации расплава [Шардакова и др., 2023]. По петрогеохимическим характеристикам граниты Водораздельного массива относятся к I-типу (табл. 1, 2). На спайдерграмме составов, нормированных к N-MORB, в гранитах этого массива фиксируются отрицательные аномалии Nb, Ti, Zr, что характерно для надсубдукционных образований [Шардакова и др., 2023].

В работе Г. Ю. Шардаковой с соавторами [2023] дана морфологическая характеристика цирконов из гранитоидов Водораздельного массива. Установлено, что среди цирконов преобладают торпедовидный и цирконовый морфотипы. Предполагается также наличие кристаллов циртолитового типа. В работе не приведена количественная оценка содержания отдельных морфотипов, поэтому в табл. 3 не показаны их процентные соотношения. В упомянутой статье отмечается, что торпедовидные цирконы представлены полу-

прозрачными, бледно окрашенными, идиоморфными удлиненными кристаллами, которые в ряде случаев обрастают светлыми регенерационными каймами или содержат древние ядра. В кристаллах цирконового морфотипа присутствуют грубо корродированные каймы и каверны, некоторые зерна обрастают новым материалом, имеющим более светлую окраску. Как видно из приведенного краткого описания, цирконы из гранитоидов рассматриваемого массива представлены теми же морфотипами, что цирконы из кожимских гранитоидов, но отличаются их соотношением, а именно существенным снижением доли зерен цирконового морфотипа и увеличением до доминирующего значения цирконов торпедовидного типа. Это может быть связано с более интенсивным изменением пород.

По данным Г. Ю. Шардаковой с соавторами [2023] в цирконах из гранитов массива Водораздельный фиксируется три основных возрастных кластера (593±5, 548±5 и 502±7 млн лет), первый из которых отвечает возрасту породы, а остальные проявлению процессов более поздней тектоно-термальной активности. Значение раннего возрастного кластера практически совпадает с возрастом гранитов Вангырского массива, расположенного в том же сегменте Ляпинского антиклинория: 598±5 млн лет [Кузнецов, Удоратина, 2007]. При этом, породы Вангырского массива, также, как и Водораздельного, отвечают I-гранитам, а по петрогеохимическим параметрам (особенно по ключевым элементам Y, Nb и их соотношению) они обнаруживают большое сходство. В частности, в значительной части проанализированных проб Y/Nb = 2–5 [Шардакова и др., 2023]. Это близко к позиции источника E-MORB и характерно для надсубдукционных образований, как показано в работе [Холоднов и др., 2022].

Г. Ю. Шардакова с соавторами [2023] к водораздельному комплексу (он ими условно назван «кожимским комплексом») отнесли также Кожимский гранитоидный массив. Кожимский массив сближает с Водораздельным и Вангырским массивами наличие сопоставимых по возрасту зерен циркона: 598±3, 593±5 и 598±5 млн лет, соответственно. Но, как отмечалось выше, с этим возрастом в Кожимском массиве связывается ремобилизация или метаморфизм пород, а возраст гранитов находится в интервале 750–640 млн лет. Кожимские гранитоиды в отличие от гранитоидов водораздельного комплекса характеризуются повышенным содержанием кремнезема и циркония, низкой глиноземистостью, низкими содержаниями MgO и CaO и относятся к A-типу.

Таким образом, водораздельный гранитоидный комплекс, по нашему мнению, включает Водораздельный и Вангырский массивы, сложенные породами, близкими к I-типу, имеющими геохимические параметры надсубдукционных образований. Они сформировались около 600 млн лет назад. Возможно, к этому же комплексу относится Кузьпуаюский массив (см. рис. 1, 2). Средний конкордантный U-Pb возраст 8 зерен циркона из гранитоидов этого массива составляет 601±5 млн лет [Пыстин, Пыстина, 2008]. Не исключена принадлежность к водораздельному комплексу северной части Хаталамба-Лапчинского массива (Хаталамбинский массив), в породах которого, как было отмечено выше, U-Pb возраст цирконов находится в интервале 795–550 млн лет (см. рис. 1, 2). Однако этот вопрос требует дополнительного рассмотрения, поскольку петрогеохимические особенности пород остаются слабо изученными.

Сальнеро-маньхамбовский гранитоидный комплекс

М. В. Фишман и Б. А. Голдин [1963] на заре изучения магматизма севера Урала большую часть гранитоидных массивов Ляпинского антиклинория объединяли в гранит-гранодиоритовый комплекс, который позднее получил название «сальнеро-маньхамбовский». Его формирование связывалось «с поздними этапами байкальского тектоно-магматического цикла» [Фишман и др., 1968, стр. 11]. В дальнейшем этот комплекс выделялся как доминирующий в составе Ляпинского антиклинория практически всеми исследователями. Более того, некоторые из них, как уже отмечалось выше, принимая во внимание ограниченный возрастной интервал гранитообразования, полученный по твердофазным изотопным системам (около 640–490 млн лет), предлагают рассматривать все приполярноуральские гранитоиды в рамках этого единственного комплекса, например, [Государственная…, 2013а]. Приведенные нами данные свидетельствуют об ошибочности такой точки зрения и указывают на длительную и сложную историю процессов гранитообразования в рассматриваемой части Урала. В принятой нами схеме типизации к сальнеро-маньхамбовскому комплексу следует относить только те гранитоиды, которые сформировались вслед за породами водораздельного и вангырского массивов на кол-

лизионном и постколлизионном этапах формирования Тиманид-Протоуралид. Несмотря на то, что этим мы сильно ограничиваем возрастной интервал сальнеро-маньхамбовского комплекса, основная часть гранитоидных массивов все-таки, по-видимому, относится именно к нему (см. рис. 1). Ряд исследователей полагают, и мы разделяем их представление о том, что сальнеро-маньхамбовский комплекс может включать несколько комплексов, различающихся возрастом и условиями формирования. Однако имеющиеся геологические и геохронологические данные пока недостаточны для их корректного выделения.

Сальнеро-маньхамбовский комплекс в нашей интерпретации, как и в его традиционном восприятии, представлен массивами, сложенными преимущественно гранитами и гранодиоритами с петрогеохимическими характеристиками I-типа, которые традиционно выделяются в первую фазу и массивами, состоящими преимущественно из лейкократовых гранитов и умереннощелочных лейкогранитов с петрогеохимическими характеристиками А-типа (вторая фаза). Гранитоиды пространственно и генетически связаны с кислыми вулканитами, образуя вулкано-плутонические ассоциации I- и А-типов [Соболева, 2004]. Во многих массивах присутствуют гранитоиды обоих типов, а также промежуточные по составу между стандартными для I- и А-типов. Их соотношение различно и недостаточно изучено. Имеющиеся данные о возрастных интервалах образования гранитоидов I и А-типов также неоднозначны. Они могут перекрываться, что создает ложное впечатление о сосуществовании контрастных геодинамических обстановок, хотя на самом деле наблюдаемая картина может быть связана с проявлением обмена «геохимическими и радиоизотопными характеристиками между уже сформированными I-гранитами и формирующимися А-гранитами» [Пучков, 2018, стр. 490]. Поэтому решение вопросов возраста гранитоидных массивов, составляющих сальнеро-маньхамбовский комплекс, возрастных ограничений отдельных фаз гранитоидов, а также их взаимоотношения с окружающими вулканитами кислого состава предполагает проведение масштабных исследований. В данной работе мы ограничимся краткой характеристикой вещественного состава и обоснованием возрастных ограничений гранитоидов первой и второй фаз названного комплекса.

Типичным представителем гранитоидных массивов первой фазы является Малдинский массив, расположенный в юго-западной части одноимённого хребта. Он имеет округло-вытянутую форму (7×15 км) и ориентирован длинной осью в меридиональном направлении (см. рис. 2). Вмещающими являются терригенно-карбонатные отложения мороинской свиты (RF_3) и вулканиты саблегорской свиты (RF_3-V_1).

Восточный контакт интрузии с обеизской (O_{1-2}) и саледской (O_2) свитами тектонический с крутым западным падением [Государственная…, 2013а].

Массив сложен преимущественно крупно- и среднекристаллическими порфировидными биотитовыми и мусковит-биотитовыми гранитами. Преобладают биотитовые граниты. Вкрапленники представлены кристаллами микроклина размером до 5 см. В направлении с запада на восток уменьшается величина вкрапленников, а также зернистость основной массы пород. В краевой восточной части массива преобладают мелкозернистые порфировидные граниты гранофировой структуры.

Граниты состоят из кварца (30–45%), микроклина (27–32%), плагиоклаза (18–20%), биотита (4–6%), мусковита (3–4%); акцессорные минералы представлены цирконом, турмалином, ортитом, апатитом [Государственная…, 2013а]. По химическому составу породы массива принадлежат к известково-щелочному ряду. Характеризуются пониженным содержанием кремнезема и повышенным — глинозема. По остальным петрогеохимическим параметрам они близки гранитоидам Водораздельного массива. По генетической классификации породы относятся к салическому подтипу гранитов I типа (табл. 1, 2), на что ранее указывал Л. В. Махлаев [1996].

В гранитоидах Малдинского массива установлено пять морфотипов циркона: цирконовый, гиацинтовый, торпедовидный, циртолитовый и копьевидный (табл. 3). Все они представлены прозрачными зернами розовой, реже желтоватой или темно-розовой окраски. В копьевидных кристаллах присутствуют ядра, сложенные цирконом, которые на CL-изображениях выделяются более светлой или более темной окраской (см. рис. 3-VI). В отличие от гранитоидов Водораздельного массива в рассматриваемых гранитоидах цирконы цирконового морфотипа представлены очень ограничено. Преобладают разновидности, относящиеся к гиацинтовому морфотипу.

Что касается возраста гранитоидов Малдинского массива, то до некоторых пор имелись только K-Ar и Rb-Sr определения, лишь небольшая часть из которых отвечала реальной геологиче-

ской ситуации: 603–520 млн лет [Соболева, 2020 и ссылки в этой работе]. В названной публикации приведен впервые полученный изотопный U-Pb (SIMS) возраст цирконов из гранитоидов рассматриваемого массива: 551±5 млн лет при интервале для 8 локальных измерений — 558–539 млн лет.

Вещественными аналогами гранитоидов Малдинского массива являются граниты I-типа Лапчавожского и Народнинского массивов. В составе Лапчавожского массива наряду с гранитоидами широко представлены более основные разновидности пород: гранодиориты и кварцевые диориты (табл. 1). Имеющиеся геохронологические данные по породам этих массивов: 558–553 и 548–544 млн лет, соответственно [Удоратина и др., 2022] сопоставимы с полученными данными по Малдинскому массиву.

Более молодой возраст близких по составу гранитов получен по массиву Маньхамбо, который находится в южной части Ляпинского антиклинория и является наиболее крупным гранитным интрузивом в северной части Урала (см. рис. 1). Он прослеживается в меридиональном направлении на 39 км при максимальной ширине в центральной части 22 км. Массив слагает горные вершины останцового типа в зоне Главного Уральского водораздела: горы Парьяур (861.2 м), Хомсенсори (793.8 м), Турманнер (723.5 м) и другие, и обнажается в долинах рек Щугор, Илыч, Сев. Сосьва.

В строении этого массива выделяются гранитоиды двух фаз внедрения. Породы I-фазы, представленные крупно-среднезернистыми биотитовыми, двуслюдяными (биотит-мусковитовыми), реже мусковитовыми гранитами, в том числе очковыми и порфировидными, занимают около 85% обнаженной части массива [Государственная…, 2017]. По данным [Удоратина и др., 2006], преобладающие в составе массива Маньхамбо биотитовые граниты сопоставимы с гранитами I-типа и их возраст, вычисленный по U-Pb изотопии цирконов: 522±6, 514±6 млн лет. В этой же работе приводится U-Pb возраст циркона из гранитоидов I-фазы рядом расположенного Ильяизского массива — 510±6 млн лет.

Из вышесказанного следует, что гранитоиды I фазы сальнеро-маньхамбовского комплекса, сформировались в интервале около 560–510 млн лет назад. Различия в возрастной оценке этих пород в северной части Ляпинского антиклинория (Малдинский, Лапчавожский и Народнинский массивы) и в южной части этой структуры (Маньхамбовскийи Ильяизский массивы), скорее всего, связаны с термальным воздействием при внедрении II фазы гранитов Маньхамбовского и Ильяизского массивов. Таким образом вероятное время формирования гранитов первой фазы может быть ограничено поздним вендом (560–540 млн лет) и соответствует коллизионному этапу развития тиманид-протоуралид [Пучков, 2010].

Массивы, сложенные А-гранитами II фазы сальнеро-маньхамбовского комплекса, по мнению Л. В. Махлаева [1996], можно разделить на трещинные плутоны и штоки. С учетом полученных в прошедшие со дня названной публикации (без малого 30 лет) новых данных, точнее было бы сказать, что А-граниты II фазы сальнеро-маньхамбовского комплекса присутствуют в гранитоидных массивах, представленных трещинными плутонами и штоками. При этом, если типичные трещинные интрузии, может быть, действительно представлены преимущественно А-гранитами II фазы сальнеро-маньхамбовского комплекса, то штокообразные массивы этого комплекса во многих случаях сложены породами разного состава, относящимся к разным гранитоидным фазам.

К типичным трещинным интрузиям, сложенным А-гранитами II-фазы сальнеро-маньхамбовского комплекса относятся Лемвинский, Бадьяюский, Яротский и Тынаготский массивы (см. рис. 1). Включение Л. В. Махлаевым [1996] в группу трещинных плутонов Кожимского массива, на наш взгляд сделано ошибочно. Собственно, Кожимский массив (Южно-Кожимский, по Л. В. Махлаеву) представляет собой межпластовое полого залегающее тело, а Северо-Кожимский массив (Кузьпуаюский, в нашем понимании) представлен штоком, а не трещинной интрузией.

Наиболее детально изученным гранитным трещинным плутоном является Лемвинский массив, расположенный на правобережье р. Лемвы в ее верхнем течении. Он прослеживается в северо-северо-восточном направлении на расстоянии 40 км при ширине 2–3 км. Морфологически массив представляет собой пластообразное тело, круто падающее на северо-восток под углом 45–70°. На западе граниты контактируют с массивом габбро, которые в приконтактовой зоне превращены в гибридные породы, близкие по составу к диоритам. На востоке граниты перекрываются терригенными отложениями погурейской свиты позднекембрийско-раннеордовикского возраста. В южной наиболее эродированной части Лемвинский массив представлен гранитами, сменяющиеся при движении на север гранит-порфирами и далее пор-

фирами и риолитами. Преобладающие в составе массива граниты представляют собой лейкократовые крупнозернистые пофировидные породы, состоящие из калиевого полевого шпата (45–55%), плагиоклаза (15–25%), кварца (30–40%), биотита и мусковита (до 10%). Акцессорные минералы: циркон, апатит, алланит, титанит, флюорит.

Граниты Лемвинского массива характеризуются относительно низким содержанием Al_2O_3, MgO и CaO при высоком содержании SiO_2 и щелочей. В отношении редких и рассеянных элементов они выделяются повышенными концентрациями Zr и пониженными Sr. Перечисленные петрохимические особенности гранитов определяют их принадлежность к А-типу (табл. 1, 2).

Данные о морфологических особенностях цирконов в породах Лемвинского массива отсутствуют, но они имеются для Бадьяюского и Яротского массивов, которые также относятся к гранитоидам II фазы сальнеро-маньхамбовского комплекса и некоторыми исследователями рассматриваются как возможные тектонические линзы южной части некогда единого Лемвинско-Яротского трещинного плутона [Махлаев, 1996]. В гранитоидах этих массивов преобладают цирконы цирконового и гиацинтового типов. Присутствуют также цирконы торпедовидного типа (табл. 3).

Данные о возрасте пород как Лемвинского массива, так и других массивов, относящихся к группе трещинных интрузий и сложенных гранитами А-типа, крайне малочисленны. Верхний возрастной рубеж гранитов определяется их перекрытием фаунистически охарактеризованной позднекембрийско-раннеордовикской погурейской свитой. Близкий к этому рубежу возраст (498±4 млн лет, циркон, U-Pb, SHRIMP-II) получен по гранитам Тынаготского массива [Кузенков и др., 2004]. По гранитам Лемвинского массива в результате Rb-Sr изохронного датирования установлен возраст 461±8 млн лет [Махлаев, 1996], который не соответствует геологической ситуации. Радиологические датировки, полученные А. А. Соболевой методом термоэмиссии свинца по цирконам, дают значения 564±6–530±20 млн лет для гранитов и 526±7 млн лет для риолитов северного обрамления Лемвинского массива [Государственная…, 2007].

Массивы, которые можно отнести к штокам и в составе которых присутствуют или могут присутствовать А-граниты II фазы сальнеро-маньхамбовского комплекса являются наиболее многочисленными в рассматриваемом регионе. Часть из них, вероятно, сложена в основном или полностью А-гранитами. Это Няртинский, Малопатокский, Торговский массивы. В других массивах присутствуют как I-, так и А-граниты. При этом в случае совмещения в одном массиве 2-х названных типов гранитоидов устанавливается более поздняя кристаллизация А-гранитов. Примером такого массива является Маньхамбовский, который уже был частично охарактеризован выше. Здесь II фаза магматитов представлена лейкогранитами и аляскитами, образующими секущие малые тела на западе и севере массива Маньхамбо. Содержание SiO_2 в них высокое (72–79 мас. %). Породы по химическому составу отвечают нормальным и умеренно-щелочным лейкогранитам, сопоставимыми с гранитами А-типа. Для пород II фазы характерны пониженные значения Y/Nb (1.0–0.2), повышенные Th/Yb (6–25 против <5 для I фазы), что, по-видимому, указывает на рост роли коровой контаминации осадочным материалом. На присутствие в их субстрате древнего вещества коры указывают также наличие реликтовых кристаллов циркона и коровые отношения изотопов Sr и Hf [Холоднов и др., 2022].

Полученный В. А. Душиным с соавторами U-Pb (SHRIMP II) изотопный возраст цирконов из лейкогранитов II-фазы показал широкий диапазон конкордантных значений: 524–489 млн лет [Государственная…, 2017 и ссылки в этой работе], в который входят и остальные опубликованные U-Pb определения по цирконам. Если исключить из этого возрастного кластера значения, не соответствующие геологической ситуации (461±8 млн лет — в Лемвинском массиве) и единичные оценки (489 млн лет — в Маньхамбовском массиве), то оставшиеся датировки будут ограничены интервалом 524–498 млн лет. Нижняя граница этого интервала практически совпадает с изотопными U-Pb оценками возраста цирконов из трахириолитов лаптопайской свиты: 522±8 млн лет [Удоратина и др., 2025], которая выделяется в рассматриваемом районе в качестве орогенной молассы тиманид-протоуралид. Первая половина раннего кембрия, к которой с учетом погрешности анализа принадлежит упомянутая датировка (522±8 = 530–514 млн лет), может рассматриваться как примерное время завершения процессов формирования гранитов II фазы сальнеро-маньхамбовского комплекса. Более молодые возрастные значения, скорее всего, являются «омоложенными» в связи с термальной активизацией и рифтогенезом, предваряющими начало Уральского тектоно-магматического цикла.

Петрогеохимические данные указывают на континентальные обстановки формирования рассматриваемых гранитоидов; их образование, вероятно, связано с постколлизионным этапом развития тиманид-протоуралид.

Заключение

Приведенные данные свидетельствуют, что процессы гранитообразования в приполярноуральском сегменте земной коры, представленной в современной структуре Урала Ляпинским антиклинорием, проявлялись в течение длительного времени, начиная по крайней мере с конца раннего протерозоя, но развивались дискретно с большим перерывом, приходящимся на значительную часть рифейского периода (табл. 4).

Изофациальность и тесная пространственная связь гранитогнейсов николайшорского комплекса с вмещающими нижнедокембрийскими метаморфическими породами, а также их принадлежность к магматитам S-типа, дает возможность связывать их образование с коллизионным этапом развития дорифейского кристаллического основания Приполярно-Североуральского литосферного сегмента. По имеющимся геохронологическим данным примерное время становления гранитогнейсовых массивов соответствует интервалу 2100–1950 млн лет назад.

В конце раннего протерозоя и позднее: в раннем, среднем и, возможно в первой половине позднего рифея на рассматриваемой территории отсутствовали проявления гранитоидного магматизма, как, вероятно, магматической активности в целом. Залегающая в основании верхнедокембрийского разреза пуйвинская свита сформировалась 950–650 млн лет назад, скорее всего, ближе к его верхней границе. Как было отмечено выше, более реалистичным выглядит возрастной интервал образования свиты: 750–650 млн лет назад. В это время начинает формироваться тиманская континентальная окраина, к которой принадлежала и территория современного Приполярного Урала [Пыстин и др., 2022]. С плюмовой активностью и континентальным рифтингом, знаменующими начало тиманского тектогенеза, формируются А-граниты кожимского комплекса, имеющие черты плюм-зависимых образований.

Внедрение I-гранитов водораздельного комплекса с признаками пород, образовавшихся в надсубдукционных обстановках и последующее масштабное формирование коллизионных и постколлизионных гранитоидов I- и А-типов сальнеро-маньхамбовского комплекса связано с развитием аккреционно-коллизионного пояса тиманид-протоуралид в венде, вероятно, с выходом в ранний кембрий.

Наличие в породах как сальнеро-маньхамбовского, так и других гранитоидных комплексов зерен циркона среднекембрийского и более молодого возраста может быть связано с термальной активизацией, предваряющей начало Уральского цикла тектогенеза и с последующим проявлением тектоно-магматической активности в период формирования Уральской складчатой области.

Таблица 4. Гранитоидные комплексы Ляпинского антиклинория
Table 4. Granitoid complexes of the Lyapinsky anticlinorium

Тектоно-магматический цикл	Тектоно-магматический этап	Возраст	Комплексы
Тиманский	Коллизионный и постколлизионный	$Є_1$	сальнеро-маньхамбовский (II фаза)
		V_2	сальнеро-маньхамбовский (I фаза)
	Предколлизионный	V_1	водораздельный
		RF_3	кожимский
Карельский	Коллизионный	PR_1	николайшорский

Список литературы

Андреичев В. Л. Изотопная геохронология доуралид Приполярного Урала. Сыктывкар: Коми НЦ УрО РАН, 1999. 48 с.

Белякова Л. Т. Геосинклинальный рифей севера Урала: Автореф. дис. канд. геол.-минерал. наук. М.: МГУ. 1972. 26 с.

Вигорова В. Г. Петрология гранитоидов Приполярного Урала // Магматизм, метаморфизм и металлогения Севера Урала и Пай-Хоя. Сыктывкар: Коми ФАН СССР, 1972. С. 48–49.

Голдин Б. А., Калинин Е. П., Пучков В. Н. Магматические формации западного склона севера Урала и их минерагения. Сыктывкар: Коми НЦ УрО РАН, 1999. 214 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1000000. Серия Уральская. Лист Q-41 (Воркута). Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2007. 541 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200000. Серия Северо-Уральская. Лист Q-41-XXV. Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2013а. 252 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200000. Серия Северо-Уральская. Лист Q-40-XXX. Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2013б. 195 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200000. Издание второе. Серия Северо-Уральская. Лист P-40-XII (гора Кожим-Из). Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2017. 263 с.

Денисова Ю. В. Типоморфические и типохимические особенности акцессорного апатита из гранитов Бадьяюского массива (Приполярный Урал) // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2020. № 17. С. 168–171. DOI: 0.31241/FNS. 2020.17.031

Денисова Ю. В. Петрохимические особенности гранито-гнейсов Николайшорского массива (Приполярный Урал) // Известия Коми НЦ УрО РАН. Серия Науки о Земле. 2021. № 3. С. 32–40. https://doi.org/10.31241/fns. 2020.17.031

Душин В. А., Ронкин Ю. Л., Лепихина О. П. Возраст и геодинамическая позиция гранитоидов Маньхамбовского блока (Северный Урал): U-Pb и Sm-Nd изотопная система и геохимические ограничения // Изотопные системы и время геологических процессов: Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии. Т. 2. СПб.: ИП Каталкина, 2009. С. 172–174.

Корреляция магматических комплексов севера Урала и прилегающих территорий / В. Н. Охотников, В. И. Степаненко, Л. Т. Белякова и др. Отв. ред. Г. Б. Ферштатер. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1988. 55 с.

Краснобаев А. А. Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 1986. 147 с.

Кузенков Н. А., Соболева А. А., Матуков Д. И. Возраст интрузивных образований Тынаготского района (Приполярный Урал) по данным изотопного датирования единичных кристаллов циркона // Геология и минеральные ресурсы Европейского северо-востока России: Материалы XIV Геологического съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар: Геопринт, 2004. С. 98–102.

Кузнецов Н. Б., Удоратина О. В. Возраст и геодинамические условия формирования позднедокембрийских гранитоидов Вангырского массива, Приполярный Урал // Бюллетень МОИП. 2007. Т. 82. Вып. 2. С. 3–12.

Махлаев Л. В. Гранитоиды севера Центрально-Уральского поднятия: Полярный и Приполярный Урал. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. 149 с.

Носырев И. В., Робул В. М., Есипчук К. Е., Орса В. И. Генерационный анализ акцессорного циркона. М.: Наука, 1989. 203 с.

Пучков В. Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.

Пучков В. Н. Плюмы — новое слово в геологии Урала // Литосфера. 2018. № 4. С. 483–499. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-4-483-499

Пыстин А. М. Полиметаморфические комплексы западного склона Урала. СПб.: Наука, 1994. 208 с.

Пыстин А. М., Пыстина Ю. И. Метаморфизм и гранитообразование в протерозойско-раннепалеозойской истории формирования Приполярноуральского сегмента земной коры. Литосфера. 2008. № 8. С. 25–38.

Пыстин А. М., Пыстина Ю. И. Новые данные о возрасте гранитоидов Приполярного Урала в связи с проблемой выделения кожимской среднерифейской гранит-риолитовой формации // Известия Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар. 2011. Вып. 4. № 8. С. 14–19.

Пыстин А. М., Пыстина Ю. И. Геологическая позиция и возраст маньхобеинской свиты (RF_1?) на Приполярном Урале // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2018а. № 9. С. 3–9. DOI: 10.19110/2221-1381-2018-9-3-9

Пыстин А. М., Пыстина Ю. И. Геологическая позиция и возраст щокурьинской свиты на Приполярном Урале // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2018б. № 10. С. 3–9. DOI: 10.19110/2221-1381-2018-10-3-9

Пыстин А. М., Пыстина Ю. И. Докембрий Приполярного Урала: хроностратиграфический аспект // Труды Карельского научного центра РАН. № 7 Серия: Геология докембрия. 2019. № 2. С. 34–52. DOI: 10.17076/geo904

Пыстин А. М., Пыстина Ю. И., Хубанов В. Б. Первые результаты U-Pb датирования детритовых цирконов из базальных отложений верхнего докембрия Приполярного Урала // Докл. РАН. 2019. Т. 488. № 2. С. 54–57. DOI: 10.31857/S0869-56524882172-175

Пыстин А. М. Геологическое наследие Б. А. Голдина // Вестник геонаук. 2021. № 12. С. 51–60. DOI: 10.19110/geov. 2021.12.6

Пыстин А. М., Гракова О. В., Пыстина Ю. И., Кушманова Е. В., Попвасев К. С., Потапов И. Л., Хубанов В. Б. U-Pb (LA-SF-ICP-MS) возраст и вероятные источники сноса детритовых цирконов из терригенных отложений верхнего докембрия Приполярного Урала //

Литосфера. 2022. № 6. С. 741–760. DOI: 10.24930/1681-9004-2022-22-6-741-760

Пыстин А. М., Гракова О. В., Пыстина Ю. И., Хубанов В. Л., Попвасев К. С., Кушманова Е. В., Потапов И. Л. Возрастные ограничения базальных образований верхнедокембрийского разреза Полярного Урала по результатам U-Pb (LA-ICP-MS) — датирования циркона // Доклады РАН. Науки о Земле. 2024. Т. 514. № 1. С. 5–10. DOI 10.31857/S2686739724010019

Пыстин А. М., Пыстина Ю. И., Гракова О. В., Хубанов В. Б. Кожимский риолит-гранитоидный комплекс Приполярного Урала: новые геохронологические данные // Соотношение времени образования магматических формаций и рудных месторождений металлогенических провинций Евразии. IX Российская конференция по изотопной геохронологии. Материалы конференции. М.: ИГЕМ РАН, 2025. С. 134–137.

Пыстина Ю. И., Пыстин А. М. Цирконовая летопись уральского докембрия. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 168 с.

Пыстина Ю. И., Денисова Ю. В., Пыстин А. М. Типоморфные признаки цирконов как критерий для расчленения и корреляции гранитоидов (на примере северной части Приполярного Урала // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2017. № 12. С. 3–15. DOI: 10.19110/2221-1381-2017-12-3-15

Пыстина Ю. И., Пыстин А. М. Морфологические особенности цирконов из метаморфических пород и гранитоидов Тимано-Уральского региона. // Вестник ВГУ. Серия: Геология. 2018. № 3. С. 74–82.

Пыстина Ю. И., Пыстин А. М., Хубанов В. Б. Нижний докембрий в структуре палеозоид на Приполярном Урале // Докл. РАН. 2019. Т. 486. № 5. С. 572–576. DOI: 10.31857/S0869-56524865572-576

Сирин Н. А. Геолого-петрографическое исследование Приполярного Урала. Труды Института геол. Наук АН СССР. Вып. 72. Петрографическая серия, № 22. 1945. 176 с.

Соболева А. А. Вулканиты и ассоциирующие с ними гранитоиды Приполярного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2004. 147 с.

Соболева А. А., Кузенков Н. А., Удоратина О. В., Иванов В. Н. Высокоглиноземистые граниты S-типа в составе коллизионных гранитоидов Приполярного Урала // Геология и минеральные ресурсы Европейского северо-востока России. Материалы XIV Геологического съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар: Геопринт, 2004. С. 135–138.

Соболева А. А., Кузенков Н. А., Удоратина О. В. Возраст цирконов из гранитов ядра Хобеизского гранито-гнейсового купола (Полярный Урал) // Происхождение магматических пород: Материалы международного (X всероссийского) петрографического совещания. Апатиты: КНЦ РАН, 2005. С. 236–238.

Соболева А. А. О необходимости расчленения сальнеро-маньхамбовского гранит-лейкогранитового комплекса на Приполярном и Северном Урале // Материалы научной конференции. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2017. С. 194–196.

Соболева А. А. Результаты U-Pb (SIMS) — датирования циркона из гранитов и риолитов хр. Малдынырд, Приполярный Урал // Материалы минералогического семинара с международным участием. Сыктывкар: Геопринт, 2020. С. 63–65.

Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: Уралгеолком, 1993. 152 с. 151 схема.

Удоратина О. В., Соболева А. А., Кузенков Н. А., Родионов Н. В., Пресняков С. Л. Возраст гранитоидов Маньхамбовского и Ильяизского массивов (Северный Урал): U-Pb-данные // Докл. РАН. 2006. Т. 406. № 6. С. 810–815.

Удоратина О. В., Шуйский А. С., Капитанова В. А. Гранитоиды Кожимского массива (Приполярный Урал): U — Pb, Lu — Hf данные // Известия Коми НЦ УрО РАН. 2020. № 1. С. 96–105. DOI: 10.19110/1994-5655-2020-1-96-105

Удоратина О. В., Куликова К. В., Шуйский А. С., Соболева А. А., Андреичев В. Л., Голубева И. И., Капитанова В. А. Гранитоиды севера Урала: геохронология, эволюция, источники. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2022. 120 с. DOI: 10.19110/98491–044

Удоратина О. В., Вовчина Т. А., Шуйский А. С. Редкометалльно-редкоземельные трахириолиты экзоконтакта массива Ильяиз (Северный Урал): U-Pb (SIMS) данные // Соотношение времени образования магматических формаций и рудных месторождений металлогенических провинций Евразии. IX Российская конференция по изотопной геохронологии. Материалы конференции. М.: ИГЕМ РАН, 2025. С. 134–137.

Фишман М. В., Голдин Б. А. Гранитоиды центральной части Приполярного Урала. Л.: Наука, 1963. 105 с.

Фишман М. В., Юшкин Н. П., Голдин Б. А., Калинин Е. П. Минералогия, типоморфизм и генезис акцессорных минералов изверженных пород севера Урала и Тимана. Л.: Наука, 1968. 251 с.

Фишман М. В. Гранитоиды Приосевой зоны Приполярного Урала в связи с проблемой эволюции магматизма подвижных поясов земной коры. Сыктывкар: Коми ФАН СССР, 1971. 55 с.

Холоднов В. В., Шардакова Г. Ю., Душин В. А., Коровко А. В., Шагалов Е. С. Рифей-венд-кембрийский магматизм Маньхамбовского блока (Приполярный Урал): геохимическая типизация, корректировка геодинамических представлений, роль плюм-литосферного взаимодействия // Петрология. 2022. Т. 30. № 4. С. 404–431. DOI: 10.31857/S0869590322040033

Шардакова Г. Ю., Волчек Е. Н., Червяковский В. С., Холоднов В. В., Кузнецов А. Б. Гранитный массив Водораздельный (Приполярный Урал) и проблемы корреляции доордовикских гранитоидов и вулканитов северной части Ляпинского антиклинория // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2023. Т. 31. № 3. С. 3–31. DOI: 10.31857/S0869592X23030079

Chappeill B.W. Source rocks of I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt // Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences. 1984. V. 310. P. 693–707. https://doi.org/10.1098/rsta.1984.0015

Pystin A. M., Pystina Yu. I., Ulyasheva N. S., Grakova O. V. U-Pb dating of detrital zircons from basal Post Paleoproterozoic metasediments in the Subpolar and Polar Urals: Evidence for a Cryogenian, not Mesoproterozoic Age // International Geology Review. 2020. V. 62. P. 2189–2202. DOI: 10.1080/00206814.2019.1689533

Udoratina O. V., Kulikova K. V., Shuyskiy A. S., Soboleva A. A., Andreichev V. L., Golubeva I. I., Kapitanova V. A. Granitoid magmatism in the north of the Urals: U — Pb age, evolution, sources // Geodynamics and Tectonophysics. 2021. V. 12. No. 2. P. 287–309. DOI: 10.5800/GT-2021-12-2-0525

Whalen J. B., Currie K. L., Chappell B. W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1987. V. 95. P. 407–419. https://doi.org/10.1007/bf00402202

References

Andreichev V. L. (1999) Isotope geochronology of pre-uralids of the Subpolar Urals. Syktyvkar: Komi SC UB RAS, 48 p. (In Russian).

Belyakova L. T. (1972) Geosynclinal Riphean of the North of the Urals. Abstract of Cand. Geological and Mineralogical Sciences Dissertation. Moscow: Moscow State University. 26 p. (In Russian).

Vigorova V. G. (1972) Petrology of granitoids of the Subpolar Urals. Magmatism, metamorphism and metallogeny of the North of the Urals and Pai-Khoi. Syktyvkar: Komi FAS USSR, 48–49. (In Russian).

Goldin B. A., Kalinin E. P., Puchkov V. N. (1999) Igneous formations of the western slope of the northern Urals and their minerageny. Syktyvkar: Komi Scientific Center Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, 214 p. (In Russian).

State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1:1000 000. Ural Series. Sheet Q-41 (Vorkuta). Explanatory note. St. Petersburg: VSEGEI Cartographic Factory, 2007. 541 p. (In Russian).

State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1:200000. North Ural Series. Sheet Q-41-XXV. Explanatory Note. Moscow: MB VSEGEI, 2013a, 252 p. (In Russian).

State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1:200000. North Ural Series. Sheet Q-40-XXX. Explanatory Note. Moscow: MB VSEGEI, 2013b, 195 p. (In Russian).

State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1:200000. Second edition. North Ural Series. Sheet P-40-XII (town of Kozhim-Iz). Explanatory note. Moscow: MB VSEGEI, 2017, 263 p. (In Russian).

Denisova Yu. V. (2020) Typomorphic and typochemical features of accessory apatite from granites of the Bad"yayu massif (Subpolar Urals). Proceedings of the Fersman scientific session of the Geological Institute KSC RAS. 17, 168–171. DOI: 0.31241/FNS. 2020.17.031 (In Russian).

Denisova Yu. V. (2021) Petrochemical features of granite-gneisses of the Nikolaishor massif (Subpolar Urals). Bulletin of the Komi SC UB RAS. Earth Sciences Series. 3, 32–40. DOI: 10.19110/1994-5655-2021-3-32-40 (In Russian).

Dushin V. A., Ronkin Yu. L., Lepikhina O. P. (2009) Age and geodynamic position of granitoids of the Man"khambo block (Northern Urals): U-Pb and Sm-Nd isotope system and geochemical constraints. Isotope systems and time of geological processes: Proceedings of the IV Russian conference on isotope geochronology, 2. St. Petersburg: IP Katalkina. 172–174. (In Russian).

Correlation of igneous complexes of the northern Urals and adjacent territories. Authors: V. N. Okhotnikov, V. I. Stepanenko, L. T. Belyakova et al. Ed. G. B. Fershtater Sverdlovsk: UrSC AS USSR, 1988. 55 p. (In Russian).

Krasnobaev A. A. (1986) Zircon as an indicator of geological processes. Moscow: Nauka Publ., 152 p. (In Russian).

Kuzenkov N. A., Soboleva A. A., Matukov D. I. (2004) Age of intrusive formations of the Tynagotsky region (Subpolar Urals) according to isotope dating of single zircon crystals. Geology and mineral resources of the European north-east of Russia: Proceedings of the XIV Geological Congress of the Komi Republic, vol. II. Syktyvkar: Geoprint, 98–102. (In Russian).

Kuznetsov N. B., Udoratina O. V. (2007) Age and geodynamic conditions of formation of late Precambrian granitoids of the Vangyr massif, Subpolar Urals. Bulletin of MSN, 82, 2, 3–12. (In Russian).

Makhlaev L. V. (1996) Granitoids of the North of the Central Ural Uplift: Polar and Subpolar Urals. Ekaterinburg: UB RAS, 149 p. (In Russian).

Nosyrev I. V., Robul V. M., Esipchuk K. E., Orsa V. I. (1989) Generation Analysis of Accessory Zircon. Moscow: Nauka Publ., 203 p. (In Russian).

Puchkov V. N. (2010) Geology of the Urals and the Cis-Urals (Actual Issues of Stratigraphy, Tectonics, Geodynamics, and Metallogeny). Ufa: DesignPoligrafService Publ., 280 p. (In Russian).

Puchkov V. N. (2018) Plumes — a new word in the geology of the Urals. Lithosphere, 4, 483–499. (In Russian).

Pystin A. M. (1994) Polymetamorphic complexes of the western slope of the Urals. St. Petersburg: Nauka Publ., 208 p. (In Russian).

Pystin A. M., Pystina Yu. I. (2008) Metamorphism and granite formation in the Proterozoic-Early Paleozoic history of the formation of the Subpolar Ural segment of the earth"s crust. Lithosphere, 6, 25–38. (In Russian).

Pystin A. M., Pystina Yu. I. (2011) New data on the age of granitoids of the Subpolar Urals in connection with the problem of identifying the Kozhimskaya Middle Riphean granite-rhyolite formation. Bulletin of the Komi SC UB RAS, 4, 8, 14–19. (In Russian).

Pystin A. M., PystinaYu. I. (2018a). Geological position and age of the Man"khobeyu suite (RF_1?) in the Subpolar Urals. Vestnik of the Institute of Geology of Komi SC UB RAS, 9, 3–9. (In Russian).

Pystin A. M., PystinaYu. I. (2018b) Geological position and age Shchokurya suite in the Subpolar Urals. Vestnik of the Institute of Geology of Komi SC UB RAS, 10, 3–9. (In Russian).

Pystin A. M., Pystina Yu. I. (2019) Precambrian of the Subpolar Urals: chronostratigraphic aspect. Transactions of the Karelian SC RAS, 7. Series: Precambrian Geology, 2, 34–52. DOI: 10.17076/geo904 (In Russian).

Pystin A. M., Pystina Yu. I., Khubanov V. B. (2019) First Results of U-Pb datings of Detrital Zircons from the Upper Precambrian Basal Deposits of the Subpolar Urals. Doklady Earth Sciences, 488, 2, 1031–1034. DOI: 10.1134/S1028334X19090198 (In Russian).

Pystin A. M. (2021) Geological legacy of B. A. Goldin. Vestnik of Geosciences, 12, 51–60. DOI: 10.19110/geol.2021.12.525 (In Russian).

Pystin A. M., Grakova O. V., Pystina Yu. I., Kushmanova E. V., Popvasev K. S., Potapov I. L., Khubanov V. B. (2022) U-Pb (LA-SF-ICP-MS) age and probable provenances of detrital zircons from Upper Precambrian terrigenous deposits of the Subpolar Urals. Lithosphere. 6, 741–760. DOI: 10.24930/1681-9004-2022-22-6-741-760 (In Russian).

Pystin A. M., Grakova O. V., Pystina Yu. I., Khubanov V. L., Popvasev K. S., Kushmanova E. V., Potapov I. L. (2024) Age Boundary of the Upper Precambrian Basal Rocks of the Polar Urals: Results of U-Pb (LA-ICP-MS) Dating of Zircon. Doklady Earth Sciences. **514** (1), 1–4. DOI: 10.1134/S1028334X2360247X (In Russian).

Pystin A. M., Pystina Yu. I., Grakova O. V., Khubanov V. B. (2025) Kozhimsky rhyolite-granitoid complex of the Subpolar Urals: new geochronological data. Relationship between the formation time of igneous formations and ore deposits of metallogenic provinces of Eurasia. IX Russian Conference on Isotope Geochronology. Conference Proceedings. Moscow: IGEM RAS, 134–137. (In Russian).

Pystina Yu. I., Pystin A. M. (2002) Zircon chronicle of the Ural Precambrian. Ekaterinburg: UrB RAS, 167 p. (In Russian).

Pystina Yu. I., Denisova. Yu. V., Pystin A. M. (2017). Typomorphic features of zircons as a criterion for subdivision and correlation of granitoids (on the example of the northern part of the Subpolar Urals. Bulletin of the Institute of Geology Komi SC UB RAS. 12, 3–15. DOI: 10.19110/2221-1381-2017-12-3-15 (In Russian).

Pystina Yu. I., Pystin A. M. (2018) Morphological features of zircons from metamorphic rocks and granitoids of the Timan-Ural region. Bulletin of Voronezh State University. Series: Geology. 3, 74–82. (In Russian).

Pystina Yu. I., Pystin A. M., Khubanov V. B. (2019) Lower Precambrian in the Paleozoic structure in the Subpolar Urals. Doklady Earth Sciences. **486** (5), 572–576. DOI: 10.31857/S0869-56524865572-576 (In Russian) or (and) DOI: 10.134/S1028334X19060199

Sirin N. A. (1945) Geological and petrographic study of the Subpolar Urals. Proceedings of the Institute of Geological Sciences, AS USSR, 72. Petrographic series. 22, 176 p. (In Russian).

Soboleva A. A. (2004) Volcanics and associated granitoids of the Subpolar Urals. Yekaterinburg: UB RAS, 147 p. (In Russian).

Soboleva A. A., Kuzenkov N. A., Udoratina O. V., Ivanov V. N. (2004) High-alumina granites of the S-type in the composition of collision granitoids of the Subpolar Urals. Geology and mineral resources of the European north-east of Russia. Proceedings of the XIV Geological Congress of the Komi Republic, II. Syktyvkar: Geoprint, 135–138. (In Russian).

Soboleva A. A., Kuzenkov N. A., Udoratina O. V. (2005) Age of zircons from granites of the core of the Khobeiz granite-gneiss dome (Polar Urals). Origin of igneous rocks: Proceedings of the international (10th All-Russian) petrographic meeting. Apatity: KSC RAS, 236–238. (In Russian).

Soboleva A. A. (2017) On the need to dismember the Salnero-Manhambo granite-leucogranite complex in the Subpolar and Northern Urals. Proceedings of a scientific conference. Syktyvkar: Institute of Geology Komi SC UB RAS, 194–196. (In Russian).

Soboleva A. A. (2020) Results of U-Pb (SIMS) dating of zircon from granites and rhyolites of the Maldynyrd, Subpolar Urals. Proceedings of the mineralogical seminar with international participation. Syktyvkar: Geoprint, 63–65. (In Russian).

Stratigraphic schemes of the Urals (Precambrian, Paleozoic). Ekaterinburg: Uralgeolkom, 1993. 152 p. 151 diagram (In Russian).

Udoratina O. V., Soboleva A. A., Kuzenkov N. A., Rodionov N. V., Presnyakov S. L. (2006) Age of granitoids of the Mankhambo and Ilyaiz massifs (Northern Urals): U-Pb data. Doklady Earth Sciences. **407** (2), 284–289. DOI: 10.1134/S1028334X06020309 (In Russian).

Udoratina O. V., Shuysky A. S., Kapitanova V. A. (2020) Granitoids of the Kozhimsky massif (Subpolar Urals): U-Pb, Lu-Hf data. Bulletin of the Komi SC UB RAS. 1, 96–105. DOI: 10.19110/1994-5655-2020-1-96-105 (In Russian).

Udoratina O. V., Kulikova K. V., Shuysky A. S., Soboleva A. A., Andreichev V. L., Golubeva I. I., Kapitanova V. A. (2022) Granitoids of the Northern Urals: geochronology, evolution, sources. Syktyvkar: IG Komi NC UB RAS. 120 p. DOI: 10.19110/98491–044 (In Russian).

Udoratina O. V., Vovchina T. A., Shuysky A. S. (2025) Rare metal-rare earth trachyrhyolites of the exocontact of the Ilyaiz massif (Northern Urals): U-Pb (SIMS) data. Relationship between the formation time of igneous formations and ore deposits in the metallogenic provinces of Eurasia. IX Russian Conference on Isotope Geochronology. Conference Proceedings. Moscow: IGEM RAS, 134–137. (In Russian).

Fishman M. V., Goldin B. A. (1963) Granitoids of the central part of the Subpolar Urals. Leningrad: Nauka Publ., 105 p. (In Russian).

Fishman M. V., Yushkin N. P., Goldin B. A., Kalinin E. P. (1968) Mineralogy, typomorphism and genesis of accessory minerals of igneous rocks of the northern Urals and Timan. Leningrad: Nauka Publ., 251 p. (In Russian).

Fishman M. V. (1971) Granitoids of the Axial Zone of the Subpolar Urals in Connection with the Problem of the Evolution of Magmatism of Mobile Belts of the Earth"s Crust. Syktyvkar: Komi FAN USSR, 55 p. (In Russian).

Kholodnov V. V., Shardakova G. Yu., Dushin V. A., Korovko A. V., Shagalov E. S. (2022) Riphean-Vendian-Cambrian magmatism of the Manhambo block (Subpolar Urals): geochemical typification, correction of geodynamic concepts, and the role of plume-lithospheric interaction.

Petrology. **30** (4), 392–417. DOI: 10.1134/s0869591122040038 (In Russian).

Shardakova G. Yu., Volchek E. N., Chervyakovsky V. S., Kholodnov V. V., Kuznetsov A. B. (2023) Vodorazdelny granite massif (Subpolar Urals) and problems of correlation of pre-Ordovician granitoids and volcanics of the northern part of the Lyapinsky anticlinorium. Stratigraphy. Geological correlation. **31** (3), 3–31. DOI: 10.31857/S0869592X23030079 (In Russian).

Chappeill B. W. (1984) Source rocks of I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt // Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences. **310,** 693–707. https://doi.org/10.1098/rsta.1984.0015

Pystin A. M., Pystina Yu. I., Ulyasheva N. S., Grakova O. V. (2020) U-Pb dating of detrital zircons from basal Post Paleoproterozoic metasediments in the Subpolar and Polar Urals: Evidence for a Cryogenian, not Mesoproterozoic Age. International Geology Review. **62** (17), 2189–2202. DOI: 10.1080/00206814.2019.1689533

Udoratina O. V., Kulikova K. V., Shuyskiy A. S., Soboleva A. A., Andreichev V. L., Golubeva I. I., Kapitanova V. A. (2021) Granitoid magmatism in the north of the Urals: U-Pb age, evolution, sources. Geodynam. Tectonophys. **12** (2), 287–309. DOI: 10.5800/GT-2021-12-2-0525

Whalen J. B., Currie K. L., Chappell B. W. (1987) A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. Contributions to Mineralogy and Petrology. **95**, 407–419. https://doi.org/10.1007/bf00402202

Сведения об авторах:

Пыстин Александр Михайлович, доктор геол.-минерал. наук, Институт геологии им. Н. П. Юшкина Коми научного центра Уральского отделения Российской академии наук Федерального государственного бюджетного учреждения науки Федерального исследовательского центра «Коми научный центр Уральского отделения Российской академии наук» (ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН), г. Сыктывкар, Россия, pystin. 48@mail.ru, http://orcid/0000-0002-5875-4353

Пыстина Юлия Ивановна, доктор геол.-минерал. наук, Институт геологии им. Н. П. Юшкина Коми научного центра Уральского отделения Российской академии наук Федерального государственного бюджетного учреждения науки Федерального исследовательского центра «Коми научный центр Уральского отделения Российской академии наук» (ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН), г. Сыктывкар, Россия, yuliya_pystina@mail.ru, http://orcid/0000-0001-6580-442X

About the authors:

Pystin Alexander Mikhailovich, Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, N. P. Yushkin Institute of Geology of Komi Science Centre of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences (IG FRC Komi SC UB RAS), Syktyvkar, Russia, pystin. 48@mail.ru, http://orcid/0000-0002-5875-4353

Pystina Yulia Ivanovna, Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, N. P. Yushkin Institute of Geology of Komi Scientific Center of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, (IG FRC Komi SC UB RAS), Syktyvkar, Russia, yuliya_pystina@mail.ru, http://orcid/0000-0001-6580-442X

Все авторы сделали эквивалентный вклад в подготовку публикации.
The authors contributed equally to this article.
Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.
The authors declare no conflicts of interests.

Статья поступила в редакцию 18.08.2025; одобрена после рецензирования 19.09.2025; принята к публикации 15.10.2025

The article was submitted 18.08.2025; approved after reviewing 19.09.2025; accepted for publication 15.10.2025