

Возраст и условия образования гранитоидов Малдинского массива в связи с типизацией гранитоидов Ляпинского антиклинория (Приполярный и Северный Урал)

Пыстин А. М., Пыстина Ю. И.,
Гракова О. В., Кушманова Е. В.

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН,
г. Сыктывкар
pystin.48@mail.ru

Аннотация

Обосновывается положение о том, что процессы гранитообразования в Приполярно-Североуральском сегменте земной коры, представленном в современной структуре Ляпинским антиклинорием, 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. Показано, что к Сальнеро-маньхамбовскому комплексу (СМК), который, по мнению ряда исследователей, объединяет все проявления гранитоидного магматизма в Ляпинском антиклинории, следует относить только позднелендско-раннекембрийские гранитоиды, сформировавшиеся на коллизионном и постколлизионном этапах тиманского тектогенеза.

Установлены морфологические особенности, состав и изотопный U-Pb (LA-SF-ICP-MS) возраст акцессорного циркона в гранитах Малдинского массива, выделенного в качестве петротипа гранитоидов первой фазы СМК. Возраст зерен циркона основной популяции – 555 ± 2 млн лет, интерпретируется как время образования пород. Наличие древних ядер (с возрастом более миллиарда лет) в кристаллах цирконов связывается с контаминацией вмещающих пород на ранней стадии кристаллизации расплава.

Ключевые слова:

Ляпинский антиклинорий, Сальнеро-маньхамбовский комплекс, Малдинский гранитный массив, циркон, U-Pb возраст

Введение

На Приполярном и Северном Урале в пределах Ляпинского антиклинория Центрально-Уральской тектонической зоны широко проявлен гранитоидный магматизм. Здесь в области распространения докембрийских образований насчитывается более трех десятков массивов и большое количество мелких тел гранитов, гранодиоритов и диоритов (рис. 1).

Age and formation conditions of granitoids of the Maldinsky massif in relation to the typification of granitoids of the Lyapinsky anticlinorium (Subpolar and Northern Urals)

Pystin A. M., Pystina Yu. I.,
Grakova O. V., Kushmanova E. V.

Institute of Geology FRC Komi SC UB RAS,
Syktyvkar
pystin.48@mail.ru

Abstract

This paper substantiates the proposition that granite formation processes in the Subpolar-Northern Urals segment of the Earth's crust, represented in its modern structure by the Lyapinsky anticlinorium, occurred over a long period, beginning at least from the end of the Early Proterozoic to the Early Paleozoic, but developed discretely with a long hiatus spanning a significant portion of the Riphean period. It is shown that the Salner-Manhambo Complex (SMC), which, according to some researchers, encompasses all manifestations of granitoid magmatism in the Lyapinsky anticlinorium, should include only Late Vendian-Early Cambrian granitoids formed during the collisional and post-collisional stages of Timanian tectogenesis.

The morphological features, composition, and U-Pb (LA-SF-ICP-MS) isotopic age of accessory zircon in granites of the Maldinsky massif, identified as a petrotype of the SMC first-phase granitoids, have been established. The age of zircon grains from the main population is 555 ± 2 Ma, interpreted as the time of rock formation. The presence of ancient cores (over a billion years old) in zircon crystals is associated with contamination of the host rocks during the early stage of melt crystallisation.

Keywords:

Lyapinsky anticlinorium, Salner-Manhambo complex, Maldinsky granite massif, zircon, U-Pb age

Основная часть массивов была выделена М. В. Фишманом и Б. А. Голдиным [1] в гранит-диоритовый комплекс, который получил название «Сальнеро-маньхамбовский» по наименованию двух типичных массивов [2]. Его формирование связывалось с поздними этапами байкальского магматического цикла. В дальнейшем этот комплекс выделялся как доминирующий в пределах Ляпинского

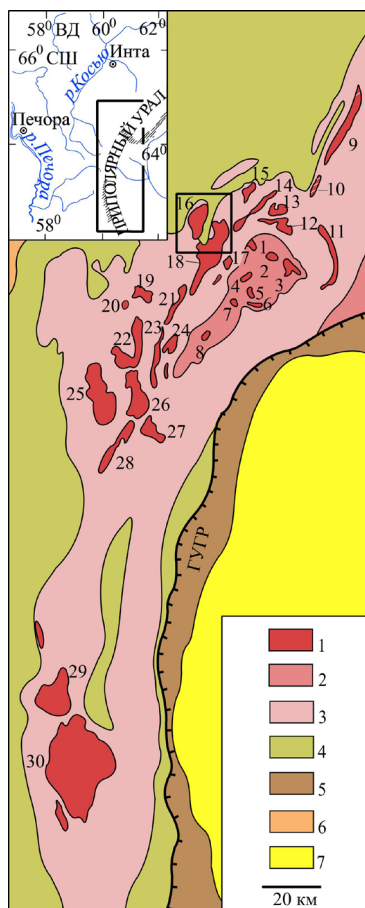


Рисунок 1. Схема расположения гранитоидных массивов Ляпинского антиклинория.

Условные обозначения. 1 – гранитоиды; 2 – метаморфические комплексы (PR); 3 – вулканогенно-осадочные комплексы Центрально-Уральской мегазоны (RF₃-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. Массивы гранитоидов: 1 – Николайшорский; 2 – Амбаршорский; 3 – Хальмерьюский; 4 – Мансараниский; 5 – Свободненский; 6 – Балашовский; 7 – Лавкашорский; 8 – Устьняртинский; 9 – Лемвинский; 10 – Бадьянский и Яротский; 11 – Тынаготский; 12 – Кожимский; 13 – Кузъпуаюский; 14 – Хаталамба-Лапчинский; 15 – Лапчавожский; 16 – Малдинский; 17 – Перевальный; 18 – Народнинский; 19 – Вангырский; 20 – Водораздельный; 21 – Манхобеюский, Городкова; 22 – Неройско-Патокский; 23 – Сальнерский; 24 – Няртинский; 25 – Малопатокский; 26 – Торговский; Кефталынский; 27 – Хартесский; 28 – Кулемшорский; 29 – Ильяизский; 30 – Манхамбовский. Черный контур на вкладке – границы схемы на местности, черный контур на схеме – границы карты на рис. 3.

Figure 1. Layout drawing of granitoid massifs of the Lyapinsky Anticlinorium. Keys. 1 – granitoids; 2 – metamorphic complexes (PR); 3 – volcanogenic-sedimentary complexes of the Central-Ural megazone (RF₃-V); 4 – Paleozoic sedimentary complexes of the West-Ural megazone; 5 – Paleozoic volcanic-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. Granitoid massifs: 1 – Nikolaishorsky; 2 – Ambarshorsky; 3 – Khalmerysky; 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; 15 – Lapchavozhsky; 16 – Maldinsky; 17 – Perevalny; 18 – Narodninsky; 19 – Vangyrsky; 20 – Vodorazdelny; 21 – Mankhobeyusky, Gorodkova; 22 – Neroysko-Patoksky; 23 – Salnersky; 24 – Nyartinsky; 25 – Malopatoksky; 26 – Torgovskiy, Kefatalytsky; 27 – Khartessky; 28 – Kulemsorsky; 29 – Ilyaizsky; 30 – Mankhambovsky.

The black outline in the tab is the boundaries of the drawing, the black outline in the drawing is the boundaries of the sketch-map in Fig. 3.

антиклинория многими исследователями, а некоторыми из них в его состав включались и включаются в настоящее время все гранитоиды рассматриваемого района [3, 4]. Однако широкий диапазон преобладающих возрастных значений пород, установленный в том числе по U-Pb цирконовым датировкам (SIMS, LA-ICP-MS, TIMS) – 640–490 млн лет [5, 6 и ссылки в этих работах], включающий разные стадии тектонической эволюции региона [7], может означать, что он образован не только разновозрастными, но и генетически различающимися гранитоидами [5]. Кроме того, наличие единичных более молодых и древних изотопных определений, а также установленный факт проявления раннепротерозойского высокотемпературного метаморфизма и гранитизации пород нижней части докембрийского разреза [8, 9] указывают на вероятность присутствия в этом районе других популяций гранитоидов, не входящих во временной интервал 640–490 млн лет.

Таким образом, проблема расчленения и корреляции гранитоидов рассматриваемого района является весьма актуальной, так же как остается открытым вопрос о возрастных ограничениях сальнеро-маньхамбовского комплекса (СМК), объединяющего значительную часть гранитоидных массивов Ляпинского антиклинория, и принадлежности тех или иных конкретных массивов к упомянутому комплексу.

Обоснование актуализированной схемы типизации гранитоидов Ляпинского антиклинория

Одна из возможных схем типизации гранитоидов Ляпинского антиклинория, учитывающая как более ранние разработки в этой области, так и новые данные недавно предложена нами [10]. С некоторыми дополнениями она представлена на рис. 2. К наиболее древним гранитоидам мы относим гранитогнейсы николайшорского комплекса, слагающие небольшие (площадью в первые квадратные километры) автохтонные и параавтохтонные массивы среди метаморфитов амфиболитовой фации: Николайшорский, Амбаршорский, Хальмерьюский и др. (см. рис. 1). Первоначально проявления гранитоидов, ассоциирующих с высокотемпературными метаморфическими породами (николайшорским или няртинским метаморфическим комплексом), выделялись как комплекс мигматитов и анатектитов [11]. Позднее мигматиты и анатектиты вместе с гранитогнейсами и амфиболитами были объединены в раннепротерозойский николайшорский интрузивный комплекс [12]. По имеющимся геохронологическим данным примерное время становления гранитогнейсовых массивов соответствует интервалу 2100–1950 млн лет назад [10].

Принадлежность гранитогнейсов к магматитам S-типа дает возможность связывать их образование с коллизионным этапом развития дорифейского кристаллического основания Приполярно-Североуральского литосферного сегмента.

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, магма-

PZ		Комплексы	
PR ₂	V ₂	Сальнеро-маньхам-бовский гранит-гранодиоритовый	II фаза I фаза
	V ₁	Водораздельный гранитный	
	PF ₃	Понэчаизский диорит-тоналитовый	
		Кожимский гранит-гранодиоритовый	
	PF ₂		
	PF ₁		
PR ₁		Николайшорский гранито-гнейсовый	

Рисунок 2. Гранитоидные комплексы Ляпинского антиклинория.
Figure 2. Granitoid complexes of the Lyapinsky Anticlinorium.

тической активности в целом. С плюмовой активностью и континентальным рифтингом, знаменующими начало тиманского тектогенеза, формируются А-граниты кожимского комплекса, имеющие черты плюм-зависимых образований: Кожимский массив и, возможно, южная часть Хаталама-Лапчинского массивов (см. рис. 1). Кожимский комплекс как наиболее древний среди позднекембрийских гранитоидных комплексов впервые был выделен Б. А. Голдиным [13]. Он считал его среднерифейским по принятому в то время возрасту вмещающих пород пуйвинской свиты [14]. В настоящее время верхний возрастной рубеж пуйвинской свиты – базального стратиграфического подразделения верхнекембрийского разреза Приполярного Урала, оценивается значением около 650 млн лет [15]. Принимая во внимание это значение возраста и возможную продолжительность формирования свиты (не более 100 млн лет)¹, можно утверждать, что ее нижний возрастной предел не более чем 750 млн лет, а время накопления этого стратиграфического подразделения примерно соответствует интервалу 750–650 млн лет назад.

Приуроченность Кожимского массива, являющегося петротипом одноименного комплекса, к пуйвинской свите дает основание считать, что он был сформирован не ранее чем 750 млн лет назад. Верхний возрастной рубеж становления массива может быть принят равным возрасту

¹ При скорости накопления 1,5-километровой толщи терригенных мелко-водно-морских отложений, которыми сложена пуйвинская свита – 15–25 м/млн лет [16], максимально возможное время ее накопления составит 100 млн лет (1500 м : 15 м/млн лет = 100 млн лет).

комагматических гранитам метапорфиров риолитового состава, залегающим в средней-верхней частях пуйвинской свиты – 647±3 млн лет [15]. U-Pb изотопные определения цирконов из гранитоидов Кожимского массива приведены в работах [17, 18]. Полученный нами ранее конкордантный U-Pb возраст циркона – 598±3 млн лет – интерпретировался как возраст ремобилизации или метаморфизма пород [17]. Недавно выполненное повторное датирование гранитоидов этого массива, к сожалению, показало высокую дискордантность полученных возрастных определений [18]. Однако две из 11 выполненных датировок имеют дискордантность ниже 10 %. Их значения с учетом возможной ошибки (636±8 и 623±16 млн лет) сопоставимы с полученным нами возрастом метапорфира. Заслуживают также внимания возрастные определения еще двух зерен циркона: 643±17 и 681±29 млн лет (D, % = 19 и 23). Таким образом, судя по имеющимся данным, рассматриваемые гранитоиды сформировались в интервале около 750–650 млн лет назад, вероятно, ближе к его верхней возрастной границе.

Начало субдукционного этапа в эволюции тиманского тектогенеза, по-видимому, знаменуют кварцевые диориты и тоналиты панэчаизского комплекса с признаками надсубдукционных образований [19]. Породы этого комплекса, слагающие небольшие массивы, наиболее крупный из которых Перевальный (5 x 4 км), залегают среди отложений пуйвинской свиты в западном обрамлении николайшорского метаморфического комплекса (см. рис. 1). Конкордантный U-Pb возраст цирконов (SHRIMP-II, BSEGEI) как для диоритов, так и тоналитов составляет 625±5 млн лет при колебании частных возрастных значений 637–617 млн лет [20]. На рубеже рифея и венда, около 600 млн лет назад, произошло внедрение I-гранитов водораздельного комплекса также с признаками пород, образовавшихся в надсубдукционных обстановках: Водораздельный, Вангырский массивы и др. [21, 22]. К этому же комплексу мы предварительно относим ранневендские гранитоиды Кузьпуаюского и северной части Хаталамба-Лапчинского массивов (см. рис. 1). Конкордантный U-Pb возраст цирконов (SHRIMP-II, BSEGEI) из гранитоидов названных массивов составляет 601±5 и 582±4 млн лет соответственно [23]. Независимо от нас А. А. Соболева с коллегами [24, с. 121] на основании полученного ими возраста гранитов Хаталамба-Лапчинского массива (590±4 млн лет) поставила «...вопрос об отнесении ранневендских гранитов Приполярного Урала не к сальнеро-маньхамбовскому комплексу (СМК) в предполагаемом в настоящее время объеме (V₂–E₁), а к самостоятельному гранитному комплексу...». При этом предполагается, что ранневендские граниты одновозрастны с парнукским диорит-габбровым комплексом. Основанием для этого послужили полученные упомянутыми авторами данные о возрасте биотит-роговообманковых диоритов (предполагаемого ксенолита пород парнукского комплекса), слагающих небольшое тело в гранитах Хаталамба-Лапчинского массива. Возраст циркона из этих пород составил 589±3 млн лет. Следует отметить, что первоначально выделение ранневендских гранитов в составе Водораздельного и Вангырского массивов в самостоятельный комплекс предложено Г. Ю. Шардаковой и др. [21].

Поэтому мы предложили назвать комплекс «водораздельным» по наиболее хорошо изученному массиву с учетом приоритета исследователей, показавших принадлежность этого массива к самостоятельному комплексу [10].

С развитием аккреционно-коллизийного пояса тиманид-протоуралид преимущественно в позднем венде и раннем кембрии произошло масштабное формирование СМК: Лапчавожский, Малдинский, Народнинский, Сальнерский, Ильяизский, Маньхамбовский, Лемвинский, Тынаготский и др. массивы (см. рис. 1). Этот комплекс в нашей интерпретации, как и в его традиционном восприятии, представлен массивами, сложенными гранитами и гранодиоритами с петрогеохимическими характеристиками I-типа, которые традиционно выделяются в первую фазу, и массивами, состоящими из лейкократовых гранитов и умереннощелочных лейкогранитов с петрогеохимическими характеристиками А-типа (вторая фаза). Гранитоиды пространственно и генетически связаны с кислыми вулканитами, образуя вулканоплутонические ассоциации I- и А-типов [25]. 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» [26, с. 490]. Поэтому решение вопросов возраста гранитоидных массивов, составляющих СМК, возрастных ограничений отдельных фаз гранитоидов, особенностей состава пород, а также их взаимоотношения с окружающими толщами является весьма актуальным для установления общей картины эволюции магматизма и, в частности, гранитообразования в доуральской истории Приполярно-Североуральского литосферного сегмента.

Малдинский массив, которому посвящена настоящая статья, является типичным для СМК и может выступать в качестве петротипа массивов, сложенных гранитоидами первой фазы.

Геологическая позиция Малдинского массива, петрографические и петрогеохимические особенности гранитов

Малдинский массив расположен в истоках рек Лимбекою и Балбанью в юго-западной части хребта Малдынырд в ядре Малдинской антиклинали (рис. 1, 3). Он имеет округло-вытянутую форму (7 x 15 км) и ориентирован длинной осью в меридиональном направлении. На севере и западе граниты контактируют с метавулканитами саблегорской свиты (RF_3-V_1), на крайнем юго-западе – с метатеригенными отложениями мороинской свиты (RF_3). Здесь контакты явно интрузивные с проявлением термального воздействия гранитов на вмещающие породы в виде ороговикования, а также приконтактных изменений: появление новообразований турмалина, биотита,

мусковита, флюорита, сульфидов. Восточный контакт интрузии с обеизской (O_1) и салецкой (O_{1-2}) свитами большей частью тектонический с крутым западным падением. Вблизи контакта граниты катаклазированы. Внутри катаклазированных гранитов отмечаются уплощенные линзы вмещающих пород. Гранитный массив вдоль восточного контакта в полосе шириной до 2,5 км содержит многочисленные ксенолиты пород основного состава. Небольшие ксенолиты, размером до нескольких десятков сантиметров, чаще всего представлены порфритами. Более крупные, размером от первых метров до сотен метров – габбро и габбродолеритами. Два наиболее крупных выхода, сложенных габбро и габбродолеритами, размерами 0,5 x 0,8 и 0,8 x 1,0 км² обнажаются в юго-восточной части массива в самых истоках р. Балбанью. Упомянутые ксенолиты основного состава относятся к гипабиссальному парнукскому диорит-габбровому комплексу. Возраст пород этого комплекса по геологическим данным определяется как ранневендский [3, 4]. Недавно, как уже было отмечено выше, он подтвержден результатами U-Pb датирования цирконов из биотит-роговообманковых диоритов – предполагаемых ксенолитов пород парнукского комплекса в составе Хаталамба-Лапчинского гранитного массива [24].

В крайней юго-восточной части Малдинского массива на гранитах с разрывом залегают базальные слои обеизской свиты, представленные кварцитопесчаниками с линзами кварцевых гравелитов. Слоистость в кварцитопесчаниках и гравелитах смята в пологие складки. Падение слоистости юго-восточное под углами 50–70°, шарниры складок полого погружаются на северо-восток.

Массив сложен преимущественно крупно- и среднекристаллическими порфировидными биотитовыми и мусковит-биотитовыми гранитами. Преобладают биотитовые граниты. Вкрапленники представлены кристаллами микроклина размером до 5 см (в среднем – 2–3 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. В западной части массива среди гранитных развалов довольно часто встречаются аплиты и пегматиты. А в западном и северном обрамлениях массива почти непрерывной полосой, шириной 0,2–0,4 км на западе и до 1,5 км на севере, прослеживаются коренные выходы и элювиальные развалы риолитовых порфиров, среди которых выделяются кварцевые и кварц-полевошпатовые разновидности. Взаимоотношения риолитовых порфиров с гранитами остаются до конца невыясненными. В северном и северо-западном обрамлениях массива они отделены от гранитов 500–800-метровой полосой саблегорской свиты, представленной здесь основными метавулканитами. На западе ширина саблегорской свиты, разделяющей риолитовые порфиры и граниты, местами сужается до первых десятков метров. Непосредственные контакты риолитовых порфиров и гранитов в обнажениях не установлены, поэтому вопрос взаимоотношения этих пород остается открытым.

Граниты не только вдоль контактов, но и во внутренних частях массива обычно в различной степени катаклазированы. При этом, даже если граниты внешне выглядят не затронутыми деформацией, то под микроскопом почти всегда обнаруживают признаки катаклаза. Мощность катаклазитов, разделяющих блоки массивных (или относительно массивных) гранитов, в большинстве случаев варьирует от 5–10 см до 1–2 м, но может достигать 30–50 м. Сланцеватость в катаклазированных породах преимущественно северо-северо-восточная при крутом северо-западном падении.

Граниты, слагающие основной объем Малдинского массива, состоят из кварца (30–45 %), микроклина (25–35), плагиоклаза (15–20) и биотита (около 5 %). В мусковит-содержащих гранитах содержание белой слюды может достигать 5 %. Акцессорные минералы представлены цирконом, турмалином, ортитом, апатитом, титанитом, изредка монацитом. Вторичные минералы: серицит, хлорит, эпидот.

Первичная текстура гранитов, не нарушенных катаклазом, массивная. Структура пород порфировидная, средне- и крупнокристаллическая, гранитная (гипидиоморфная). Порфировые выделения полевых шпатов разбиты трещинами, вдоль которых проявляется грануляция минерала, кварц также гранулирован и, как правило, аномально двусен. В основной массе породы катаклаз обычно выражен сильнее, чем в порфировых выделениях.

По химическому составу породы массива принадлежат к известково-щелочному ряду. От типичных гранитов А-типа [27] они отличаются пониженным количеством кремния, циркония, иттрия и повышенным – магния, кальция и стронция. В проанализированной пробе гранита (проба БЛ-311) содержание основных петрогенных оксидов (в мас.%) и малых элементов (г/т) следующее: SiO_2 – 72,90, Al_2O_3 – 11,79, Fe_2O_3 – 1,08, FeO – 1,81, MgO – 0,65, CaO – 1,93, Na_2O – 3,94, K_2O – 4,26, P_2O_5 – 0,10, Ga – 19, Rb – 176, Sr – 100, Y – 26, Zr – 67, Nb – 19. По этим параметрам опробованные граниты сопоставимы с сиалическим подтипом гранитов I-типа [там же].

Что касается данных об изотопном возрасте гранитов Малдинского массива, то до некоторых пор имелись только K-Ar, Rb-Sr и Pb-Pb определения. Из имеющихся K-Ar и Rb-Sr возрастных значений только два (525 ± 25 и 520 ± 18 млн лет) могут соответствовать реальной геологической ситуации [28]. Определение Pb-Pb возраста цирконов из гранитов методом термоионной эмиссии, выполненное В. Л. Андреичевым, дало значение 584 ± 9 млн лет. Этим же исследователем были получены Pb-Pb датировки цирконов из субвулканических риолитов, расположенных к северу от Малдинского массива: 516 ± 19 и 519 ± 17 млн лет [25]. Первые возрастные характеристики с использованием U-Pb систематики были опубликованы только в 2020 г. Они приведены в статье А. А. Соболевой [28], которой выполнены U-Pb (SIMS) определения возраста циркона из той же пробы гранита и одной из двух проб риолита, ранее послужившими объектами Pb-Pb датирования для В. Л. Андреичева. Для гранита средний конкордантный возраст циркона составил 551 ± 5 млн лет, для риолита –

495 ± 4 млн лет. Раннепалеозойский возраст риолитов, как справедливо отмечает А. А. Соболева, не укладывается в представления о позднерифейско-вендском возрасте сабгорской свиты, составной частью которой они считаются [3]. Полученный существенный возрастной разрыв гранитов и риолитов как по данным Pb-Pb, так и U-Pb определений не исключает правомерность представлений об отсутствии генетической связи с гранитами по крайней мере части кислых вулканитов, которые могут быть проявлением раннепалеозойского магматизма [28].

Однако тесная пространственная связь и близкие петро- и геохимические характеристики гранитов и кислых вулканитов [3, 29], а также имеющиеся сопоставимые с малдинскими гранитами возрастные характеристики риолитов хр. Малдынырд (603–550 млн лет), приведенные в работах Л. Т. Беляковой [30], С. Г. Червяковского и др. [31], В. Н. Иванова и др. [3], дают основание отнести с осторожностью к такому выводу. Кроме того, в данном случае не исключено пространственное совмещение двух фаз вулcano-плутонических серий СМК, поздняя из которых может иметь раннекембрийский возраст.

Материалы и методы

С целью получения дополнительных данных об условиях кристаллизации и возраста малдинских гранитов нами была отобрана проба БЛ-311 в восточной части массива на левом берегу левого безымянного притока р. Балбанью в 2–х км к югу от оз. Мал. Балбанты. Координаты точки отбора пробы: $65^{\circ}07'47,0''$ с. ш.; $ВД 60^{\circ}11'30,4''$ в. д. (рис. 3).

Обнажение гранитов представлено небольшими коренными выходами и крупноглыбовыми элювиальными развалами пород. Граниты светло-серые, порфировидные, среднезернистые, однородные, умеренно рассланцованные. Порфировые выделения сложены микроклином, размером 2–3 см. Породообразующие минералы: кварц, микроклин, плагиоклаз, биотит. Акцессорные минералы: циркон, апатит, турмалин, ортит. Содержания петрогенных оксидов в породах определены методом классического химического анализа в лаборатории химии минерального сырья. Определение редких и редкоземельных элементов в граните выполнялось на масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой Agilent 7700х.

Проба для извлечения зерен циркона была измельчена в ступе до размера $<0,25$ мм и промыта в проточной водопроводной воде до серого шлиха. Полученный серый шлик был разделен на фракции с использованием бромформа, магнитной и электромагнитной сепараций. Извлеченные под биноклем зерна циркона из тяжелой немагнитной фракции изучали в проходящем и отраженном свете с помощью поляризационного микроскопа БиОптик СР-400. Микрозондовые исследования проводили на сканирующем электронном микроскопе TESCAN VEGA3 LMH с энерго-дисперсионной приставкой X-MAX50 mm Oxford instruments при ускоряющем напряжении 20 кВ, диаметре зонда 180 нм и области возбуждения до 5 мкм, и сканирующего электронного микроскопа JSM-6400 с энергетическим спектрометром Link, с ускоряющим напряжением

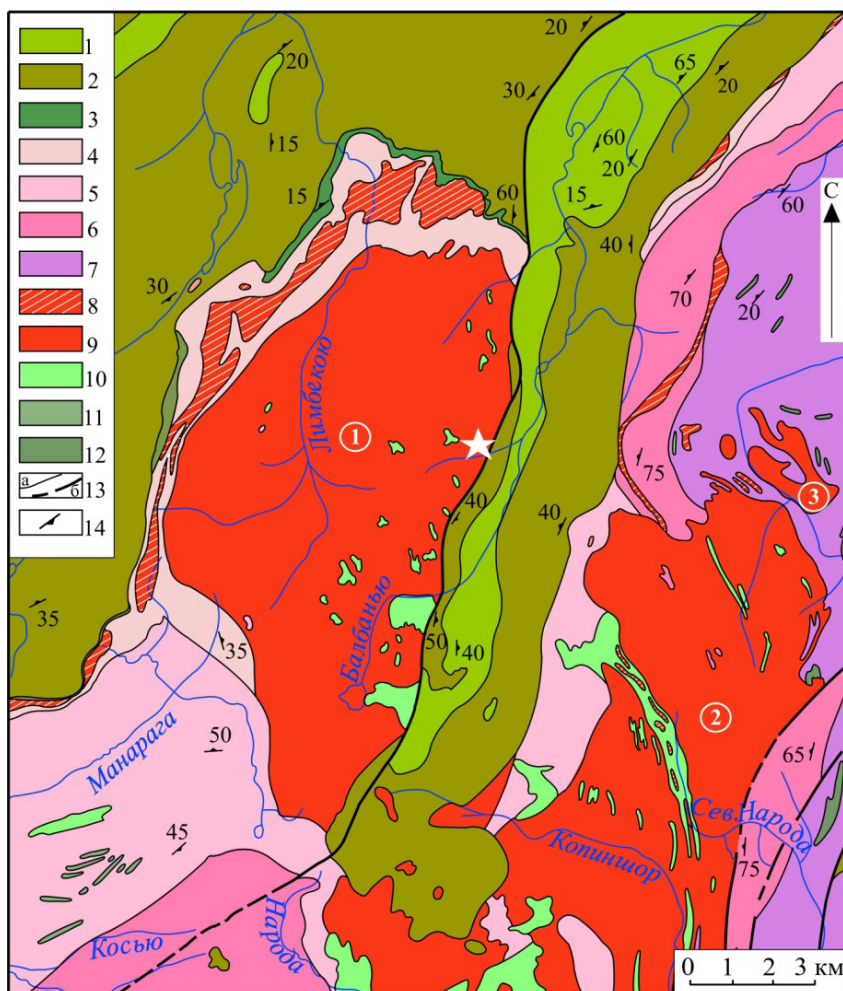


Рисунок 3. Геологическая карта верховьев реки Балбанью (по: [3] с изменениями и дополнениями). Условные обозначения. 1 – салецкая свита (O_{1-2}); 2 – обейская свита (O_1); 3 – алькесвожская свита (E_3-O_1); 4 – саблегорская свита (RF_3-V_1); 5 – мороинская свита (RF_3); 6 – хобеинская свита (RF_3); 7 – пуйвинская свита (RF_3); 8 – саблегорские субвулканические образования: риолиты, дайки долеритов (RF_3-V_1); 9 – граниты; 10 – парнуковский габбро-диоритовый комплекс (V_1); 11 – мороинские субвулканические долериты (RF_3); 12 – пуйвинские субвулканические долериты (RF_3); 13 – геологические границы: а – стратиграфические и магматические, б – тектонические; 14 – элементы залегания плоскостных структур. Наименование гранитоидных массивов (цифры в кружках): 1 – Мالدинский, 2 – Народнинский, 3 – Сюрасьрузский. Звездочкой показано место отбора пробы БЛ-311. Figure 3. Geological map of the northern part of the Subpolar Urals (according to: [3] with additions). Keys. 1 – Saledskaya Formation (O_{1-2}); 2 – Obeizskaya Formation (O_1); 3 – Alkesvozhskaya Formation (E_3-O_1); 4 – Sablegorskaya Formation (RF_3-V_1); 5 – Moroininskaya Formation (RF_3); 6 – Khobeinskaya Formation (RF_3); 7 – Puivinskaya Formation (RF_3); 8 – Sablegorskaya subvolcanic formations: rhyolites, dolerite dikes (RF_3-V_1); 9 – granites; 10 – Parnuisky gabbro-diorite complex (V_1); 11 – Moroininsky subvolcanic dolerites (RF_3); 12 – Puivinsky subvolcanic dolerites (RF_3); 13 – geological boundaries: a – stratigraphic and igneous, b – tectonic; 14 – elements of bedding of planar structures. Names of granitoid masses (numbers in circles): 1 – Maldinsky, 2 – Narodninsky, 3 – Syurasruzsky. The asterisk indicates the collection place of sample БЛ-311.

и током на образцах – 20 кВ и 2×10^{-9} А соответственно и сертифицированными стандартами фирмы «Microspres». Калибровку производили по кобальту (Co). В качестве дополнительных стандартов использовали 55 стандартов фирмы Micro-Analysis Consultants Ltd. Погрешность измерений (%): SiO_2 до 0,30, ZrO_2 до 0,50, HfO_2 до 0,35, NbO_2 до 0,40, FeO до 0,10.

Затем зерна циркона были помещены в эпоксидную шашку, которую шлифовали примерно до середины толщины зерен минерала и полировали. Католюминесцентные изображения полированных зерен циркона получены с использованием СЭМ ThermoFischer Scientific

Axia ChemiSEM с выдвижным детектором катодолюминесценции RGB с диапазоном обнаружения длин волн: 350–850 нм.

Все вышеперечисленные исследования выполнены в ЦКП «Геонаука» Института геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар).

Изотопное датирование циркона выполнено U–Pb (LA-ICP-MS) методом, реализованным на базе одноколлекторного магнитно-секторного масс-спектрометра с индуктивно-связанной плазмой Element XR и установки для лазерной абляции UP-213 в ЦКП «Геоспектр» Геологического института Сибирского отделения РАН (Улан-Удэ). Пробоподготовка, анализ и расчет возраста выполнены согласно стандартным процедурам, описанным в статье [32]. Диаметр пучка лазера составлял 30 мкм. В качестве внешнего стандарта использовали зерна циркона 91500 [33], в качестве контрольных эталонов – GJ [34] и Plešovice [35].

Результаты изучения морфологии, внутреннего строения и химического состава зерен циркона

Циркон в пробе БЛ-311 представлен преимущественно прозрачными и полупрозрачными кристаллами темно-розового, розового и розовато-желтого цветов размером 50–300 мкм (рис. 4). В изученной пробе установлены пять морфотипов этого минерала (по И. В. Носыреву [36]). Преобладают зерна циркона гиацинтового морфотипа, составляющие 55–60 % от общего количества зерен в выделенной монофракции минерала, и торпедовидного морфотипа (30–35 %). В небольших количествах отмечаются (в %) цирконы цитролитового (5–7), копьевидного (2–3) и цирконового (1–2) морфотипов.

Цирконы гиацинтового морфотипа (рис. 5, № 1–4) присутствуют в породе в виде кристаллов дипирамидально-призматического габитуса с наличием граней {100}, {111}, {110} и {331}, {131}. Зерна минерала прозрачные, розового цвета разной интенсивности, вплоть до темно-розового, редко с желтоватым оттенком. Коэффициент удлинения – 2–3,5. Размер зерен – 100–250 мкм. Поверхность кристаллов слабо шероховатая. Иногда отмечается пористое строение краевых частей кристаллов (рис. 5, № 1–2). Внутреннее строение зерен характеризуется наличием осцилляторной зональности (рис. 6, № 1–4).

Среди включений (рис. 7, № 1–4) чаще всего присутствует апатит в виде мелких длиннопризматических

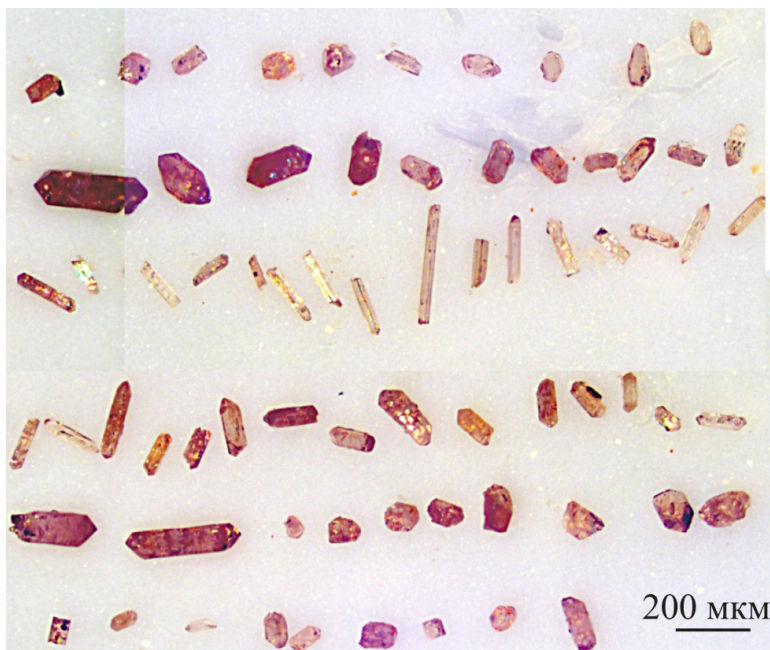


Рисунок 4. Изображения зерен циркона из гранитов Малдинского массива в отраженном свете (проба БЛ-311).

Figure 4. Images of zircon grains from granites of the Maldinsky massif in reflected light (sample БЛ-311).

кристаллов вплоть до игольчатых, редко в виде изометричных выделений. Иногда встречаются включения мусковита, альбита, монацита и титанита, а также газовой-жидкие включения. В целом обнаруженные включения расположены хаотично, лишь монацит, как правило, приурочен к краю кристаллов циркона.

Цирконы торпедовидного морфотипа (рис. 5, № 5–9) также имеют длиннопризматический габитус, но отличаются от вышеописанных разновидностей набором главных граней: {100}, {110}, {113}, {112} и {311}, что дает основание отнести их к названному морфотипу. Кристаллы сильно удлиненные ($K_{удл.}=4-10$), и в своем большинстве имеют игольчатый вид. Размер зерен по длинной оси составляет 50–300 мкм. При этом преобладают мелкие зерна. Минерал прозрачный и в основном окрашен в бледные розовато-желтые тона, но изредка встречаются и темно-окрашенные розовые разновидности. Поверхность кристаллов гладкая. В отдельных зернах по краю кристалла, как правило, на гранях дипирамид отмечаются пористые зоны (рис. 5, № 9). На CL-снимках видно, что краевые части кристаллов имеют отчетливую осцилляторную зональность (рис. 6, № 5–8). Внутренние части кристаллов характеризуются разной зональностью: полосовидной, пятнистой, неоднородной. Среди включений (рис. 7, № 5–7) преобладает апатит, который представлен игольчатыми и длиннопризматическими кристаллами, а также зернами изометричной формы. Встречаются мусковит, альбит, биотит, кварц, реже – титанит, монацит и алланит, а также газовой-жидкие включения. Включения расположены хаотично, иногда симметрично зональности.

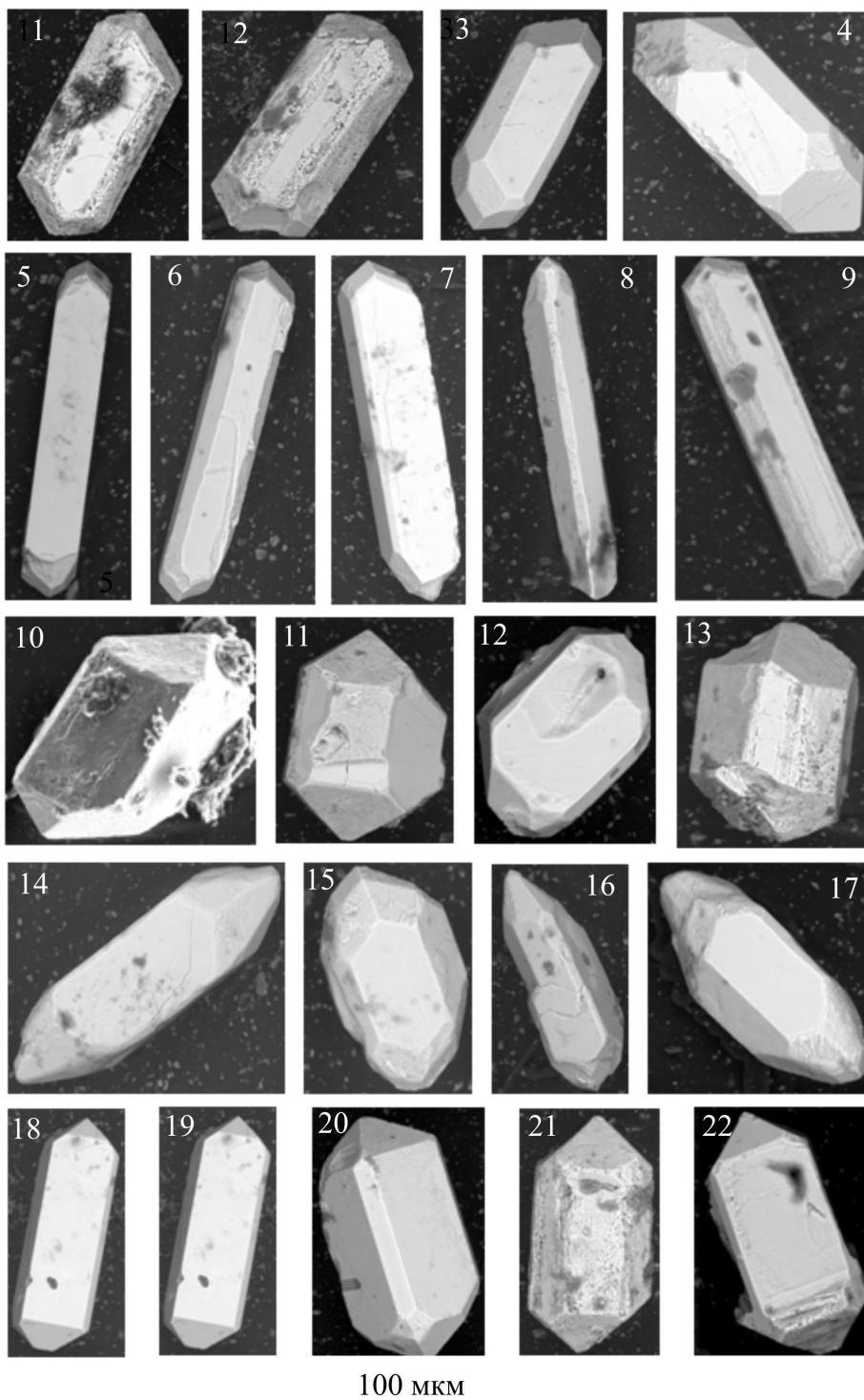
Цирконы циртолитового морфотипа (рис. 5, № 10–13) отличаются от других морфотипов короткопризматическим обликом ($K_{удл.}=1-2$), выдержанным размером зерен (100–150 мкм) и меньшей степенью прозрачности. Минерал

полупрозрачный и непрозрачный. Цвет розовато-желтый. Присутствуют грани призмы {110} и дипирамид {111}, {101}, {331}. Поверхность кристаллов слабо шероховатая. Иногда по краю кристалла на BSE-снимках видны пористые зоны (рис. 5, № 13). Внутреннее строение характеризуется наличием осцилляторной зональности (рис. 6, № 9–12). Среди включений (рис. 7, № 8, 9) отмечаются апатит, мусковит, альбит, а также газовой-жидкие включения. Расположение включений обычно хаотичное.

Цирконы копьевидного морфотипа (рис. 5, № 14–17) представлены прозрачными умеренно-удлиненными зернами ($K_{удл.}=2.5-3$), образованными гранями призм {100}, {110} и дипирамиды {311}, {331}. Минерал имеет розовый и темно-розовый цвета, иногда с желтоватым оттенком. Размер зерен – 150–250 мкм. Поверхность кристаллов слабо шероховатая. Цирконы копьевидного морфотипа отличаются от других морфотипов постоянным присутствием ядер этого же минерала (рис. 6, № 13–16), но, как будет показано далее, с существенно более древними изотопными характеристиками.

Обрамляющие ядра краевые части кристаллов обнаруживают осцилляторную зональность с невыдержанной толщиной отдельных зон, подчеркивающих изменение формы минерала в процессе роста. Среди включений (рис. 7, № 10–12) чаще всего отмечаются апатит, изредка – мусковит, альбит, монацит, калиевый полевой шпат, а также газовой-жидкие включения. Следует отметить, что в цирконах этого морфотипа минеральные включения, за исключением «древних» ядер, встречаются значительно реже, чем в цирконах гиацинтового, торпедовидного и циртолитового морфотипов, и апатит в них имеет, как правило, изометричные формы.

Цирконы цирконового морфотипа (рис. 5, № 18–22) образуют прозрачные розовато-желтые кристаллы дипирамидально-призматического габитуса, образованные призмой {110} и дипирамидой {111}. Коэффициент удлинения – 2–2.5. Размер зерен – 150–250 мкм. Поверхность кристаллов слабо шероховатая. По краю зерен иногда отмечаются пористые зоны (рис. 5, № 21). Внутреннее строение зерен неоднородное. Внешние зоны в большинстве случаев характеризуются осцилляторной зональностью, параллельной ориентировке граней (рис. 6, № 18, 19), но иногда грани дипирамид секут элементы зональности (рис. 6, № 17). Встречаются зерна без видимой оптической зональности (рис. 6, № 20). Зональность центральных частей зерен чаще всего пятнистая, с разной степенью контрастности (рис. 6, № 1, 2, 4). Иногда присутствуют ядра, сложенные цирконом округлой формы, вероятно, обломочной природы (рис. 6, № 19). Среди включений (рис. 7, № 13, 14) превалирует апатит, который представлен хорошо ограненными призматическими кристаллами, а также образует с цирконом сростки. Другие минеральные включения отмечаются крайне редко.



100 мкм

Рисунок 5. Морфологические разновидности цирконов в гранитоидах Малдинского массива. SEM-фотографии. Морфотипы цирконов по: [36]: 1-4 – гиацинтовый; 5-9 – торпедовидный; 10-13 – циртолитовый; 14-17 – копьевидный; 18-22 – цирконовый.

Figure 5. Morphological varieties of zircons in the granitoids of the Maldinsky massif. SEM-images. Zircon morphotypes according to: [36]: 1-4 – hyacinth, 5-9 – torpedo-shaped, 10-13 – cyrtolite, 14-17 – lanceolate, 18-22 – zircon-shaped.

Химический состав цирконов определен в 20 зернах (в 58 точках), в том числе: в трех зернах (семи точках) в цирконах гиацинтового морфотипа, 5 (14) – торпедовидного, 3 (10) – циртолитового, 5 (18) – копьевидного и 4 (9) – цирконового морфотипов. Во всех зернах циркона установлено наличие гафния. Содержание оксида этого

элемента изменяется (в мас.%) от 0,78 до 2,53 при среднем значении 1,81 %. Из этого интервала выбиваются два определения: 3,41 и 3,44 %, полученные для краевых частей зерен минерала с хорошо выраженной пористостью. Сравнение содержаний гафния в центральных и краевых частях зерен показывает, что края почти во всех случаях обогащены этим элементом, в среднем – на 0,46 мас.%. В четырех зернах циркона (в шести точках) установлено наличие ниобия (0,83–1,35 % Nb_2O_5) и в двух зернах (в двух точках) – железа (0,35 и 0,68 % Fe_2O_3).

Результаты U-Pb (LA-ICP-MS) датирования зерен циркона

Всего получено 35 возрастных определений в 34 зернах циркона. Из них 13 значений с высокой дискордантностью ($D > 10\%$) исключены из рассмотрения. Оставшиеся 22 анализа приведены в таблице. Выделяются две возрастные популяции. Основная, включающая 20 измерений, имеет диапазон $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрастов – 550–615 млн лет. При этом одно значение (615 ± 6 млн лет) выбивается из возрастного интервала, образованного остальными 19 определениями: 550–563 млн лет.

Второстепенная популяция представлена двумя значениями $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрастов: 1198 и 1669 млн лет.

Аномально высокие возрастные определения получены по ядрам цирконов копьевидного морфотипа. Для одного копьевидного зерна циркона с хорошо выраженным ядром (рис. 6, № 15) сделано два измерения: в ядре (на рисунке виден след кратера) и краевой части. Получены следующие

значения: для ядра – 1484 ± 32 млн лет, для краевой части – 555 ± 5 млн лет. К сожалению, для возрастного определения в ядре дискордантность оказалась выше допустимой ($D = 23\%$), поэтому этот анализ наряду с другими определениями с высокой дискордантностью не включены в таблицу. Аналогичные ядра установлены также в отдельных

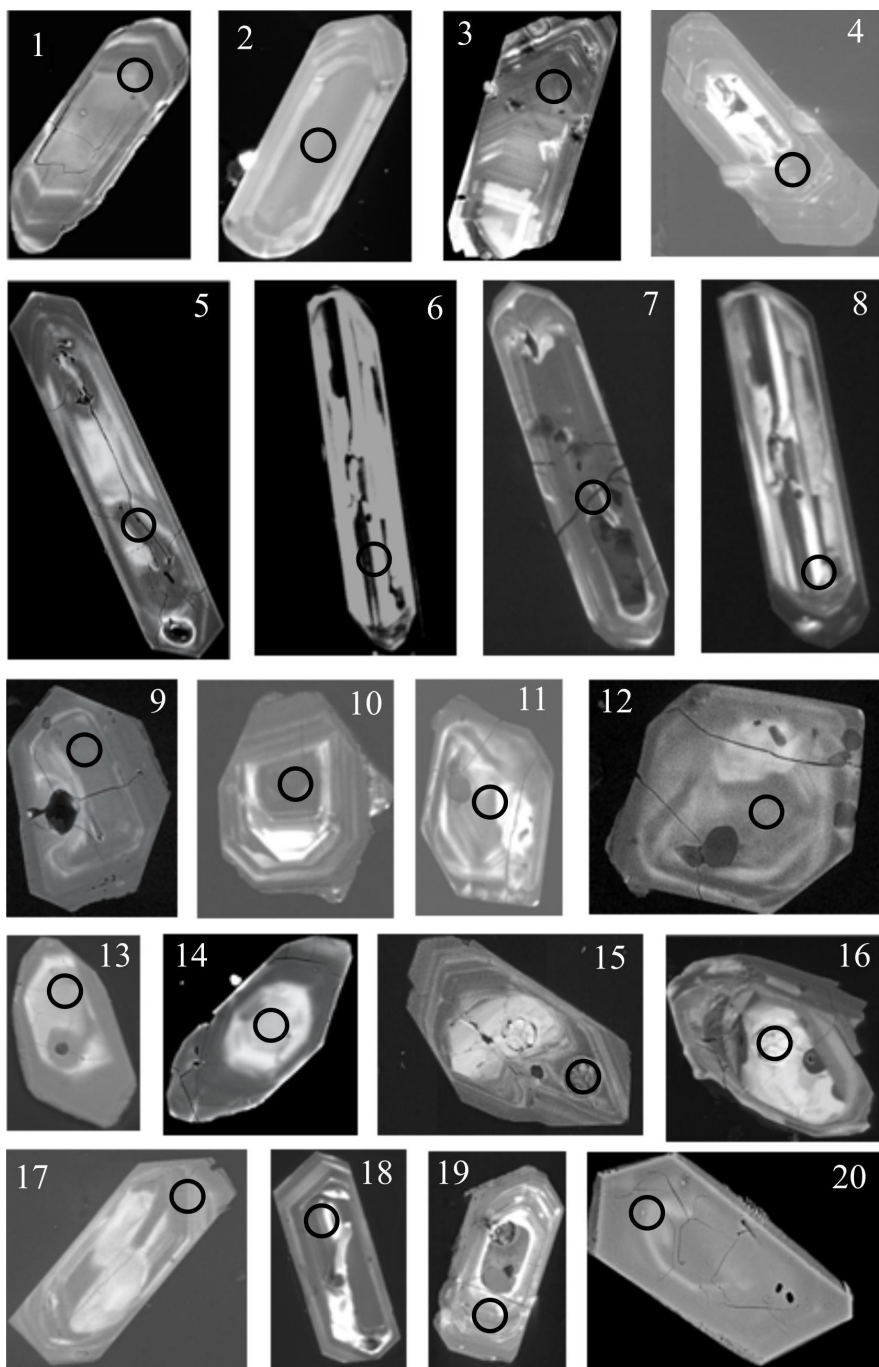


Рисунок 6. Внутреннее строение цирконов в гранитоидах Малдинского массива. CL-изображения. Морфотипы цирконов по: [36]: 1-4 – гиацинтовый; 5-8 – торпедовидный; 9-12 – циртолитовый; 13-16 – копьевидный; 17-20 – цирконовый. Номера зерен циркона соответствуют номерам в таблице. Черный кружок – положение аналитического кратера.

Figure 6. Internal structure of zircons in the granitoids of the Maldivsky massif. CL-images. Zircon morphotypes according to: [36]: 1-4 – hyacinth, 5-8 – torpedo-shaped, 9-12 – cyrtolite, 13-16 – lanceolate, 17-20 – zircon-shaped. The zircon grain numbers correspond to the numbers in Table 1. The black circle is the position of the analytical crater.

зернах циркона цирконового морфотипа, но они, к сожалению, не проанализированы.

Конкордантный возраст основной популяции зерен циркона, указывающий, по нашему мнению, на время кристаллизации гранитов Малдинского массива, составляет 555 ± 2 млн лет (рис. 8).

Результаты и их обсуждение

Наличие в гранитах Малдинского массива разнообразных по морфологическим особенностям зерен циркона дает возможность проследить изменение условий кристаллообразования при формировании пород. По данным И. В. Носырева и его коллег [36], предложивших полигенерационную концепцию разнообразия морфологических типов циркона, кристаллизация цирконового и гиацинтового морфотипов связана с магматической стадией образования гранитов (ранней и поздней соответственно), копьевидных цирконов – с пегматитовой, торпедовидных – с пневматолитовой и циртолитовых – с гидротермальной стадиями. Как было отмечено выше, в изученных нами гранитах выявлены все перечисленные морфотипы цирконов и результаты выполненных исследований в целом подтверждают отмеченную последовательность морфологических особенностей циркона, но с некоторыми отличиями.

Установленные в гранитах Малдинского массива цирконы цирконового морфотипа отличаются от поздних генераций циркона, связанных с заключительными стадиями кристаллизации магмы и постмагматическими процессами (торпедовидного и циртолитового морфотипов), бедным набором минеральных включений, которые обычно представлены только апатитом – одним из наиболее ранних акцессорных минералов, образующихся до начала массовой кристаллизации расплава [там же]. Апатит представлен преимущественно хорошо ограниченными призматическими кристаллами и встречается в виде относительно

но крупных включений в цирконе, а также образует с ним сростки (рис. 7, № 13, 14). Кроме того, в цирконе цирконового морфотипа присутствуют округлые ядра, по-видимому, более древнего циркона (рис. 6, № 19), что также может указывать на раннее образование минерала, так как условия для контаминации материала вмещающих пород могли быть благоприятными именно на ранних стадиях

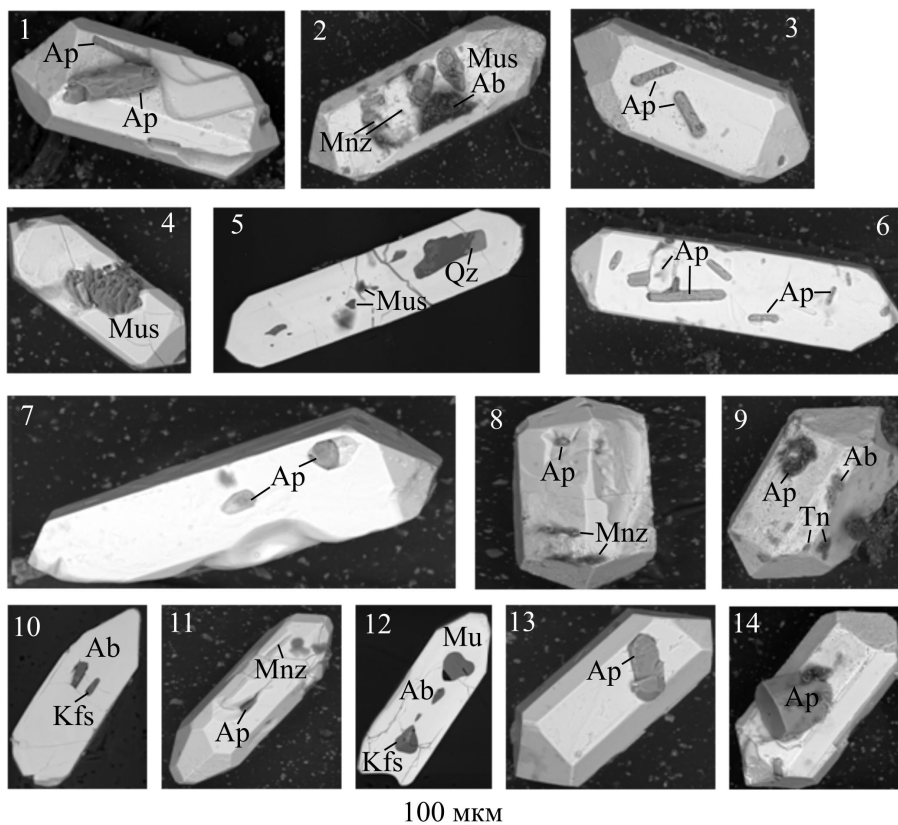


Рисунок 7. Минеральные включения в зернах циркона из гранитов Малдинского массива. Морфотипы цирконов по: [36]: 1–4 – гиацинтовый; 5–7 – торпедовидный; 8, 9 – циртолитовый; 10–12 – копьевидный; 13, 14 – цирконовый. Условные обозначения. Ab – альбит; Ap – апатит; Kfs – калиевый полевой шпат; Mus – мусковит; Mnz – монацит; Qz – кварц; Tn – титанит. Figure 7. Mineral inclusions in zircon grains from granites of the Maldinsky massif Zircon morphotypes according to: [36]: 1–4 – hyacinth; 5–7 – torpedo-shaped; 8, 9 – cyrtolite; 10–12 – lanceolate; 13, 14 – zircon-shaped. Keys. Ab – albite; Ap – apatite; Kfs – potassium feldspar; Mus – muscovite; Mnz – monazite; Qz – quartz; Tn – titanite.

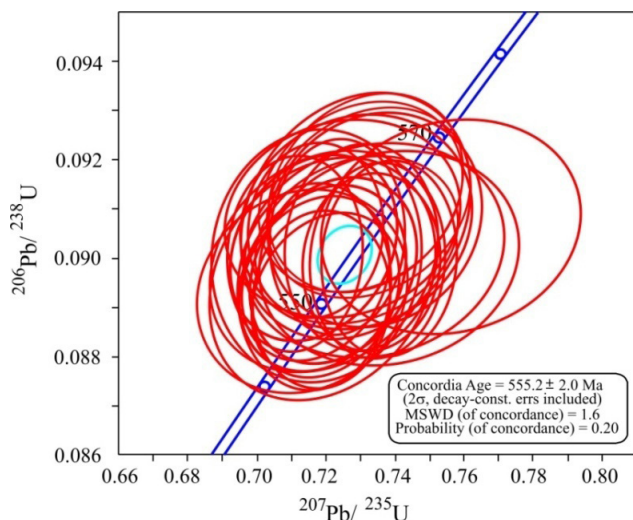


Рисунок 8. Диаграмма Аррена-Везерилла с конкордией и U–Pb возрастом циркона из гранитов Малдинского массива (проба БЛ-311). Figure 8. Arren-Weserill diagram with concordia and U–Pb age of zircon from granites of the Maldinsky massif (sample БЛ-311).

кристаллизации расплава. Перечисленное дает основание считать, что циркон цирконового морфотипа связан с раннемагматической стадией формирования гранитов.

По-видимому, с раннемагматической стадией связано также образование цирконов копьевидного морфотипа. Они сопоставимы с цирконами цирконового морфотипа наличием древних цирконовых ядер и бедным набором минеральных включений. Полученные U–Pb изотопные датировки цирконовых ядер, которые превышают 1,0 млрд лет, свидетельствуют об их аллотигенном происхождении и, очевидно, имеют контаминационную природу. Как было отмечено выше, условия для контаминации материала вмещающих пород в большей степени могли быть реализованы на ранних стадиях кристаллизации расплава. Предложенная последовательность образования цирконов: цирконовый морфотип → копьевидный морфотип, обосновывается тем, что копьевидные цирконы содержат кроме апатита и монацита (минералов, которые могут относиться к ранней популяции аксессуариев) включения альбита, калиевого полевого шпата и мусковита (рис. 7, № 10–12).

Образование гиацинтовых и торпедовидных морфотипов, резко доминирующих среди морфологических разновидностей цирконов в гранитах Малдинского массива (суммарное содержание составляет около 90 % от общего количества зерен этого минерала в породе), связано с массовой кристаллизацией расплава. Относительно крупные и однородные по размерам зерна гиацинтовых цирконов могут указывать на насыщенность расплава цирконием на магматической стадии, тогда как удлиненные, игольчатые, разные по размеру, но преимущественно мелкие кристаллы торпедовидных цирконов могли формироваться в условиях локального насыщения цирконием на более поздней пневматолитовой стадии формирования массива. Наличие относительно большого количества циркона торпедовидного типа в гранитах (30–35 %), наряду с развитием в краевых частях массива турмалина, свидетельствуют о существенной роли пневматолитовой стадии в формировании Малдинского массива и, в свою очередь, указывают на относительно малоглубинные (гипабиссальные) условия кристаллизации пород.

Небольшое количество циртолитовых цирконов, образование которых связывается с гидротермальной стадией образования гранитов [36], коррелирует со слабым проявлением гидротермальных преобразований в рассматриваемых породах.

Результаты U-Pb (LA-ICP-MS) датирования цирконов из гранитов Малдинского массива (проба БЛ-311)

Results of U-Pb (LA-ICP-MS) dating of zircons from the granites of the Maldinsky massif (sample БЛ-311)

Зерно, кратер	Содержание, ppm			Th/U	Изотопные отношения $\pm 1\sigma$			Rho	Возраст, млн лет $\pm 1\sigma$		D, %
	Pb	Th	U		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
1	199	3558	2124	1,52	0,0891 $\pm$ 0,8	0,7190 $\pm$ 8,1	0,0586 $\pm$ 0,7	0,2	550 $\pm$ 4	551 $\pm$ 27	
2	70	519	739	0,64	0,0905 $\pm$ 0,8	0,7149 $\pm$ 8,7	0,0574 $\pm$ 0,8	0,2	558 $\pm$ 5	505 $\pm$ 29	-2
3	28	109	299	0,34	0,0908 $\pm$ 0,8	0,7331 $\pm$ 12,0	0,0586 $\pm$ 1,0	0,2	560 $\pm$ 5	552 $\pm$ 38	0
4	73	513	761	0,62	0,0910 $\pm$ 0,8	0,7321 $\pm$ 10,9	0,0584 $\pm$ 0,9	0,2	561 $\pm$ 5	546 $\pm$ 35	-1
5	32	351	336	0,96	0,0906 $\pm$ 0,8	0,7151 $\pm$ 10,5	0,0573 $\pm$ 0,9	0,2	559 $\pm$ 5	502 $\pm$ 35	-2
6	27	99	249	0,31	0,0891 $\pm$ 0,8	0,7148 $\pm$ 11,6	0,0583 $\pm$ 1,0	0,1	550 $\pm$ 5	539 $\pm$ 38	0
7	30	68	317	0,19	0,0896 $\pm$ 0,8	0,7254 $\pm$ 11,2	0,0588 $\pm$ 1,0	0,1	553 $\pm$ 5	558 $\pm$ 36	0
8	33	259	342	0,68	0,0913 $\pm$ 0,8	0,7317 $\pm$ 12,5	0,0582 $\pm$ 1,1	0,1	563 $\pm$ 5	535 $\pm$ 40	-1
9	76	427	803	0,49	0,0905 $\pm$ 0,9	0,7335 $\pm$ 12,9	0,0588 $\pm$ 1,1	0,1	559 $\pm$ 5	560 $\pm$ 40	0
10	49	128	523	0,22	0,0893 $\pm$ 0,9	0,7176 $\pm$ 14,6	0,0583 $\pm$ 1,3	0,1	552 $\pm$ 5	541 $\pm$ 47	0
11	42	249	445	0,49	0,0900 $\pm$ 0,9	0,7417 $\pm$ 13,9	0,0598 $\pm$ 1,2	0,1	556 $\pm$ 5	597 $\pm$ 42	1
12	32	285	337	0,76	0,0906 $\pm$ 0,9	0,7561 $\pm$ 15,5	0,0606 $\pm$ 1,3	0,1	559 $\pm$ 5	623 $\pm$ 46	2
13	39	49	407	0,11	0,0897 $\pm$ 0,9	0,7226 $\pm$ 14,5	0,0585 $\pm$ 1,2	0,1	554 $\pm$ 5	547 $\pm$ 46	0
14	34	107	111	0,88	0,2922 $\pm$ 2,7	4,1252 $\pm$ 60,6	0,1025 $\pm$ 1,6	0,2	1652 $\pm$ 13	1669 $\pm$ 29	0
15	89	62	951	0,06	0,0898 $\pm$ 0,8	0,7198 $\pm$ 11,3	0,0582 $\pm$ 1,0	0,2	555 $\pm$ 5	535 $\pm$ 37	-1
16	19	38	91	0,37	0,1922 $\pm$ 1,9	2,1195 $\pm$ 43,6	0,0800 $\pm$ 1,7	0,1	1133 $\pm$ 10	1198 $\pm$ 42	2
17	116	890	1234	0,66	0,0901 $\pm$ 0,8	0,7334 $\pm$ 8,4	0,0591 $\pm$ 0,8	0,2	556 $\pm$ 5	570 $\pm$ 28	0
18	44	350	467	0,68	0,0898 $\pm$ 0,8	0,7185 $\pm$ 9,4	0,0581 $\pm$ 0,8	0,2	554 $\pm$ 5	532 $\pm$ 32	-1
19	54	249	574	0,39	0,0894 $\pm$ 0,8	0,7165 $\pm$ 8,9	0,0582 $\pm$ 0,8	0,25	552 $\pm$ 5	535 $\pm$ 30	-1
20	51	274	484	0,52	0,1001 $\pm$ 1,0	0,8347 $\pm$ 15,2	0,0605 $\pm$ 1,2	0,1	615 $\pm$ 6	622 $\pm$ 41	0
21	80	462	842	0,50	0,0905 $\pm$ 0,9	0,7338 $\pm$ 12,6	0,0588 $\pm$ 1,1	0,2	559 $\pm$ 5	561 $\pm$ 39	0
22	59	471	629	0,69	0,0902 $\pm$ 0,9	0,7389 $\pm$ 13,2	0,0595 $\pm$ 1,1	0,1	557 $\pm$ 5	585 $\pm$ 41	1

Примечание. Номера зерен циркона соответствуют приведенным на рис. 6. Морфотипы цирконов по [36]: 1–4 – гиацинтовый; 5–8 – торпедовидный; 9–12 – циртолитовый; 13–16 – копьевидный; 17–20 – цирконовый. Анализы № 21 и 22 получены по обломкам зерен циркона и на рис. 6 не показаны (№ 21 – циртолитовый морфотип, № 22 – цирконовый морфотип). Черный кружок – положение аналитического кратера.

Note. Zircon grain numbers correspond to those shown in Fig. 6. Zircon morphotypes according to: [36]: 1–4 – hyacinth; 5–8 – torpedo-shaped; 9–12 – cyrtolite; 13–16 – lanceolate, 17–20 – zircon-shaped. Analyses № 21 and 22 were done using fragments of zircon grains and are not shown in Fig. 6 (№ 21 – cyrtolite morphotype, № 22 – zircon-shaped morphotype). The black circle is the position of the analytical crater.

Сопоставимое содержание гафния и одинаковая химическая зональность в отношении этого элемента (увеличение от центра к краю) в разных морфотипах циркона могут указывать на относительно стабильные условия кристаллизации гранитоидов в процессе их формирования. Рыхлое пористое строение краевых частей зерен может быть свидетельством повышения кислотности среды кристаллизации на поздних стадиях формирования гранитоидов [37].

Как было отмечено выше, конкордантный возраст основной популяции зерен циркона составляет 555 ± 2 млн лет при колебании частных определений в пределах 550–563 млн лет. Сравнение датировок для разных морфотипов цирконов не выявило каких-либо закономерностей. Это можно объяснить небольшим количеством анализов, полученных для отдельных морфотипов циркона: от четырех до пяти, а также недостаточно высокой точностью метода. Однако этот факт можно расценить и как признак относительно высокой скорости кристаллизации пород, что подтверждает вывод о малоглубинных условиях становления Малдинского массива. Величина отношения Th/U варьирует в пределах 0,06–1,52 (таблица). В основном значения этого параметра отвечают цирконам магматического генезиса. Значимые различия величины

Th/U для выделенных морфотипов циркона не установлены. Возможно, это, как и для возрастных датировок, объясняется небольшим количеством анализов и недостаточной высокой точностью метода исследований.

Округлая и «неправильная» форма древних ядер в цирконах цирконового и копьевидного типов, скорее всего, связана с частичным оплавлением захваченных гранитным расплавом зерен этого минерала из вмещающих пород на ранней стадии кристаллизации гранитоидов. Зерна циркона с таким U-Pb возрастом отмечаются в метатерригенных отложениях всего верхнедокембрийского разреза в обрамлении Малдинского массива: в пуйвинской, хобеинской и мороинской свитах [38].

Конкордантный возраст основной популяции зерен циркона – 555 ± 2 млн лет, указывающий на время кристаллизации гранитов Малдинского массива, в пределах ошибки определений соответствует возрасту пород, полученному ранее А. А. Соболевой [26] – 551 ± 5 млн лет.

По имеющимся данным U-Pb датирования зерен циркона из гранитов Приполярного Урала аналогичный или близкий возраст имеют I граниты Лапчавожского [39] и Народнинского [40] массивов северной части Ляпинского антиклинария: 558–553 и 548–544 млн лет соответственно.

Таким образом, начало формирования гранитоидов I-типа собственно СМК, связанное с протоуральско-тиманской коллизией [7], определяется рубежом около 560–550 млн лет назад, т. е. фактически границей раннего и позднего венда [41]. Верхнее возрастное ограничение гранитоидов I-типа СМК остается под вопросом. Наиболее молодые изотопные датировки по цирконам из этих гранитоидов, отвечающие геологическим данным, близки значению около 540 млн лет [6 и ссылки в этом источнике]. В качестве возможного верхнего возрастного ограничения гранитоидов I-типа СМК можно также рассматривать имеющиеся U-Pb определения цирконов из гранитов второй фазы. Наиболее представительные геохронологические данные имеются по лейкогранитам Маньхембского массива, где вариация U-Pb возрастов зерен циркона находится в пределах 524–489 млн лет [42, 43]. U-Pb возраст цирконов в гранитах второй фазы (А-типа) Народнинского массива: 518 ± 10 и 515 ± 8 млн лет [40]. Приведенные цифры по цирконам из гранитов второй фазы СМК указывают на возможный минимальный верхний возрастной предел формирования гранитоидов I-типа, тогда как истинное значение этого возрастного рубежа может быть больше, вплоть до 540 млн лет. Поэтому наиболее реалистичным представляется ограничение возраста гранитоидов I-типа СМК интервалом 560–540 млн лет назад.

Вопрос о возрастных ограничениях гранитов второй фазы СМК пока следует признать нерешенным. U-Pb возраст цирконов из вулканитов лаптопайской свиты, которая выделяется в рассматриваемом районе в качестве орогенной молассы тиманид, составляет 522–514 млн лет [44, 45]. Этими возрастными значениями ограничивается время проявления тиманского тектогенеза и, соответственно, связанных с ним процессов магматизма. Из имеющихся в настоящее время U-Pb датировок цирконов из гранитов второй фазы СМК только наиболее древние сопоставимы с возрастом вулканитов лаптопайской свиты и могут указывать на время завершения кристаллизации гранитов второй фазы СМК. Нижняя возрастная граница гранитоидов этой группы остается неясной. Более молодые возрастные значения, скорее всего, являются «омоложенными» в связи с термальной активизацией и рифтогенезом, предвещающими начало Уральского тектоно-магматического цикла.

Заключение

Процессы гранитообразования в Приполярно-Североуральском сегменте земной коры, представленном в современной структуре 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.

Наиболее масштабно на рассматриваемой территории гранитогенезис проявился на коллизионном и постколлизионном этапах тиманского тектогенеза, преимущественно в позднем венде и раннем кембрии. С ними связано образование сальнеро-маньхембского комплекса (СМК),

включающего граниты и гранодиориты с петрогеохимическими характеристиками I-типа (первая фаза) и лейкокраповые граниты с петрогеохимическими характеристиками А-типа (вторая фаза).

Малдинский массив, который нами рассматривается в качестве петротипа гранитоидов первой фазы СМК, представлен в основном салическим подтипом гранитов I-типа. Он сформировался в гипабиссальных условиях. На ранних стадиях кристаллизации расплава имела место контаминация материала вмещающих верхнерифейских метатерригенных отложений. На более поздних стадиях заметная роль принадлежала пневматолитовым преобразованиям пород. U-Pb возраст циркона, указывающий на время кристаллизации гранитов, оценивается датировками 551 ± 5 и 555 ± 2 млн лет.

В целом, с учетом всех имеющихся геологических и геохронологических данных время формирования гранитоидов I-типа СМК (первой фазы) можно оценить интервалом 560–540 млн лет назад, отвечающем позднему венду. Корректные данные о нижней возрастной границе гранитоидов А-типа СМК (второй фазы) отсутствуют. Время завершения кристаллизации этой группы гранитоидов, как и проявлений магматизма, связанного с тиманским тектогенезом, в целом ограничивается возрастом вулканитов в разрезе лаптопайской орогенной молассы: 522–514 млн лет. То есть, формирование гранитоидов СМК происходило в интервале поздний венд-ранний кембрий.

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Литература

1. Фишман, М. В. Гранитоиды центральной части Приполярного Урала / М. В. Фишман, Б. А. Голдин. – Л.: Наука, 1963. – 105 с.
2. Минералогия, типоморфизм и генезис акцессорных минералов изверженных пород севера Урала и Тимана / М. В. Фишман, Н. П. Юшкин, Б. А. Голдин, Е. П. Калинин. – Л.: Наука, 1968. – 251 с.
3. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 200 000. Серия Северо-Уральская. Лист Q-41-XXV. Объяснительная записка / В. Н. Иванов, Т. Б. Жаркова, И. Ю. Кузнецов [и др.]. – М.: МФ ВСЕГЕИ, 2013а. – 252 с.
4. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 200 000. Серия Северо-Уральская. Лист Q-40-XXX. Объяснительная записка / В. Н. Иванов, Т. Б. Жаркова, И. Ю. Кузнецов [и др.]. – М.: МФ ВСЕГЕИ, 2013б. – 195 с.
5. Соболева, А. А. О необходимости расчленения сальнеро-маньхембского гранит-лейкогранитового комплекса на Приполярном и Северном Урале / А. А. Соболева // Материалы научной конференции. – Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2017. – С. 194–196.
6. Гранитоиды севера Урала: геохронология, эволюция, источники / О. В. Удоратина, К. В. Куликова, А. С. Шуйский [и др.]. – Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2022. – 120 с. – DOI 10.19110/98491-044.

7. Пучков, В. Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении) / В. Н. Пучков. – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. – 280 с.
8. Пыстин, А. М. Докембрий Приполярного Урала: хроностратиграфический аспект / А. М. Пыстин, Ю. И. Пыстина // Труды Карельского НЦ РАН. № 7. Серия: Геология докембрия. – 2019. – № 2. – С. 34–52. – DOI 10.17076/geo904.
9. Пыстина, Ю. И. Нижний докембрий в структуре палеозойа на Приполярном Урале / Ю. И. Пыстина, А. М. Пыстин, В. Б. Хубанов // Доклады академии наук. – 2019. – Т. 486, № 5. – С. 572–576. – DOI: 10.31857/S0869-56524865572-57634.
10. Пыстин, А. М. Типизация гранитоидов Ляпинского антиклинория (Приполярный и Северный Урал) / А. М. Пыстин, Ю. И. Пыстина // Геологический вестник. – 2025. – № 3. – С. 109–131. – DOI: 10.31084/2619-0087/2025-3-8.
11. Фишман, М. В. Гранитоиды Приосевой зоны Приполярного Урала в связи с проблемой эволюции магматизма подвижных поясов земной коры / М. В. Фишман. – Сыктывкар: Коми ФАН СССР, 1971. – 55 с.
12. Корреляция магматических комплексов севера Урала и прилегающих территорий / В. Н. Охотников, В. И. Степаненко, Л. Т. Белякова [и др.]. – Свердловск: УНЦ АН СССР, 1988. – 55 с.
13. Голдин, Б. А. Магматические формации западного склона севера Урала и их минералогия / Б. А. Голдин, Е. П. Калинин, В. Н. Пучков. – Сыктывкар: Коми НЦ УрО РАН, 1999. – 214 с.
14. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). – Екатеринбург: Уралгеолком, 1993.
15. Первые результаты U–Pb (LA–ICP–MS) датирования кислых вулканитов из базальных горизонтов верхнего докембрия Приполярного Урала / А. М. Пыстин, Ю. И. Пыстина, О. И. Гракова, В. Б. Хубанов // Доклады академии наук. Науки о Земле. – 2025. – Т. 524, № 2. – С. 199–205. – DOI 10.7868/S3034506525100036.
16. Сеславинский, К. Б. Скорость осадконакопления и состав отложений / К. Б. Сеславинский // Бюл. МОИП. Отд. геол., 1984. – Т. 59, вып. 3. – С. 22–31.
17. Пыстин, А. М. Новые данные о возрасте гранитоидов Приполярного Урала в связи с проблемой выделения кожимской среднерифейской гранит-риолитовой формации / А. М. Пыстин, Ю. И. Пыстина // Известия Коми НЦ УрО РАН. – 2011. – № 4(8). – С. 14–19.
18. Удоратина, О. В. Гранитоиды Кожимского массива (Приполярный Урал): U–Pb, Lu–Hf данные / О. В. Удоратина, А. С. Шуйский, В. А. Капитанова // Известия Коми НЦ УрО РАН. – 2020. – № 1. – С. 96–105. – DOI: 10.19110/1994-5655-2020-1-96-105.
19. Кузенков, Н. А. Диорит-тоналитовый комплекс Ляпинской структурно-формационной зоны (Приполярный Урал) / Н. А. Кузенков, А. А. Соболева // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: материалы региональной научно-практической конференции. – Пермь: Пермский государственный университет, 2001. – С. 31–33.
20. Панэчаизский диорит-тоналитовый комплекс Ляпинской структурно-формационной зоны «доуралид» (Приполярный Урал): особенности состава и возраст / Н. А. Кузенков, А. А. Соболева, Н. В. Родионов, А. Н. Ларионов // Материалы Международного (X Всероссийского) петрографического совещания. Т. 2. – Апатиты: Изд-во Кольского НЦ РАН, 2005. – С. 128–130.
21. Гранитный массив Водораздельный (Приполярный Урал) и проблемы корреляции доордовикских гранитоидов и вулканитов северной части Ляпинского антиклинория / Г. Ю. Шардакова, Е. Н. Волчек, В. С. Червяковский [и др.] // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2023. – Т. 31, № 3. – С. 3–31. – DOI: 10.31857/S0869592X23030079.
22. Кузнецов, Н. Б. Возраст и геодинамические условия формирования позднедокембрийских гранитоидов Вангырского массива, Приполярный Урал / Н. Б. Кузнецов, О. В. Удоратина // Бюллетень МОИП. – 2007. – Т. 82, вып. 2. – С. 3–12.
23. Пыстин, А. М. Метаморфизм и гранитообразование в протерозойско-раннепалеозойской истории формирования Приполярноуральского сегмента земной коры / А. М. Пыстин, Ю. И. Пыстина // Литосфера. – 2008. – № 8. – С. 25–38.
24. Соболева, А. А. Ранневендские гранитоиды и диориты Хатамба-Лапчинского массива, Приполярный Урал / А. А. Соболева, А. Н. Ларионов, Н. В. Родионов // Граниты и эволюция Земли: геодинамические обстановки, происхождение и рудный потенциал гранитоидного магматизма. Материалы IV геологической конференции (с участием зарубежных ученых). – Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, 2025. – С. 118–121.
25. Соболева, А. А. Вулканиты и ассоциирующие с ними гранитоиды Приполярного Урала / А. А. Соболева. – Екатеринбург: УрО РАН, 2004. – 147 с.
26. Пучков, В. Н. Плюмы – новое слово в геологии Урала / В. Н. Пучков // Литосфера. – 2018. – № 4. – С. 483–499. – DOI: 10.24930/1631-9004-218-18-4-483-499.
27. Whalen, J. B. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis / J. B. Whalen, K. L. Currie, B. W. Chappell // Contrib. Mineral. Petrol., 1987. – V. 95. – P. 407–419.
28. Соболева, А. А. Результаты U–Pb (SIMS)-датирования циркона из гранитов и риолитов хр. Малдынырд, Приполярный Урал / А. А. Соболева // Материалы минералогического семинара с международным участием. – Сыктывкар: Геопринт, 2020. – С. 63–65.
29. Голдин, Б. А. Липаритовые комплексы Осовой зоны севера Урала и сопоставление их с образованиями смежных районов Урала и СССР / Б. Ф. Голдин, Н. А. Каримув // Советская геология. – 1973. – № 10.
30. Белякова, Л. Т. Геосинклинальный рифей севера Урала: автореф. ... дис. канд. геол.-минерал. наук / Л. Т. Белякова. – М., 1972. – 26 с.
31. Червяковский, С. Г. Особенности металлогении рифтогенных формаций Урала / С. Г. Червяковский, В. Н. Саонов, А. А. Малюгин // Эволюция металлогении Урала

- в процессе формирования земной коры. – Свердловск: УНЦ АН СССР, 1988. – С. 226–228.
32. Хубанов, В. Б. U-Pb изотопное датирование цирконов из PZ3-MZ магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-секторной масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором: процедура определения и сопоставление с SHRIMP данными / В. Б. Хубанов, М. Д. Буянтуев, А. А. Цыганков // Геология и геофизика. 2016. – Т. 57, № 1. – С. 241–258. – URL: <https://doi.org/10.15372/GiG201601138>.
 33. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyzes / M. Wiedenbeck, P. Alle, F. Corfu [et al.] // *Geostandards Newsletter*. – 1995. – Vol. 19. – P. 1–23. – <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.1995.tb00147.x>.
 34. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology / S. E. Jackson, N. J. Pearson, W. L. Griffin, E. A. Belousova // *Chem. Geol.* – 2004. – Vol. 211. – P. 47–69. – <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.06.017>.
 35. Plešovice zircon – a new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis / J. Slama, J. Košler, D. J. Condon [et al.] // *Chemical Geology*. – 2008. – Vol. 249. – № 1–2. – P. 1–35. – <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.11.005>.
 36. Генерационный анализ акцессорного циркона / И. Н. Носырев, В. М. Робул, К. Е. Есипчук, В. И. Орса. – М.: Наука, 1989. – 203 с.
 37. Краснобаев, А. А. Циркон как индикатор геологических процессов / А. А. Краснобаев. – М.: Наука, 1986. – 152 с.
 38. U-Pb (LA-SF-ICP-MS) возраст и вероятные источники сноса детритовых цирконов из терригенных отложений верхнего докембрия Приполярного Урала / А. М. Пыстин, О. В. Гракова, Ю. И. Пыстина [и др.] // *Литосфера*. – 2022. – Т. 22, № 6. – С. 741–760. – DOI 10.24930/1681-9004-2022-22-6-741-760.
 39. Возраст лапчавожской вулcano-плутонической ассоциации по результатам U-Pb (SIMS) датирования цирконов / А. А. Соболева, В. Л. Андреичев, А. Н. Ларионов [и др.] // *Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения плит: материалы Всероссийской конференции с международным участием*. – Владивосток: Дальнаука, 2016. – С. 235–236.
 40. Соболева, А. А. U-Pb возраст гранитоидов Народнинского массива (Приполярный Урал) / А. А. Соболева, Н. М. Кудряшов, Н. С. Дорохов // *Доклады академии наук*. – 2004. – Т. 397, № 3. – С. 391–395.
 41. Стратиграфический кодекс России / Л. Ш. Гиршгорн, А. И. Жамойда, О. П. Ковалевский [и др.]. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2019. – 92 с.
 42. Возраст гранитоидов Маньхембовского и Ильязского массивов (Северный Урал): U-Pb-данные / О. В. Удоратина, А. А. Соболева, Н. А. Кузенков [и др.] // *Доклады академии наук*. – 2006. – Т. 406, № 6. – С. 810–815.
 43. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Издание второе. Серия Северо-Уральская. Лист Р-40-XII (г. Кожим-Из). Объяснительная записка / В. А. Душин, О. П. Сердюкова, А. А. Малюгин [и др.]. – М.: МФ ВСЕГЕИ, 2017. – 263 с.
 44. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (издание второе). Серия Северо-Уральская. Лист Р-40-VI (г. Тельпос-Из). Объяснительная записка / В. А. Душин, О. П. Сердюкова, А. А. Малюгин [и др.]. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2018. – 216 с.
 45. Удоратина, О. В. Редкометалльно-редкоземельные трахириолиты экзоконтакта массива Ильяз (Северный Урал): U-Pb (SIMS) данные / О. В. Удоратина, Т. А. Вовчина, А. С. Шуйский // *Соотношение времени образования магматических формаций и рудных месторождений металлогенических провинций Евразии. IX российская конференция по изотопной геохронологии*. – М.: ИГЕМ РАН, 2025. – С. 134–137.

References

1. Fishman, M. V. Granitoidy tsentralnoy chasti Pripolyarnogo Urala [Granitoids of the central part of the Subpolar Urals] / M. V. Fishman, B. A. Goldin. – Leningrad: Nauka, 1963. – 105 p.
2. Mineralogiya, tipomorfizm i genezis aktsessornykh mineralov izverzhennykh porod severa Urala i Timana [Mineralogy, typomorphism, and genesis of accessory minerals of igneous rocks from the northern parts of the Urals and the Timan] / M. V. Fishman, N. P. Yushkin, B. A. Goldin, E. P. Kalinin. – Leningrad: Nauka, 1968. – 251 p.
3. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii. Masshtab 1 : 200 000. Seriya Severo-Ural'skaya. List Q-41-XXV. Obyasnitelnaya zapiska [State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1 : 200,000. North Urals Series. Sheet Q-41-XXV. Explanatory Note] / V. N. Ivanov, T. B. Zharkova, I. Yu. Kuzenkov [et al.]. – Moscow: Moscow Branch of the VSEGEI, 2013a. – 252 p.
4. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii. Masshtab 1 : 200 000. Seriya Severo-Ural'skaya. List Q-40-XXX. Obyasnitelnaya zapiska [State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1 : 200,000. North Urals Series. Sheet Q-40-XXX. Explanatory Note] / V. N. Ivanov, T. B. Zharkova, I. Yu. Kuzenkov [et al.]. – Moscow: Moscow Branch of the VSEGEI, 2013b. – 195 p.
5. Soboлева, A. A. O neobkhodimosti raschleneniya sal'neroman'khambovskogo granit-leykogranitovogo kompleksa na Pripolyarnom i Severnom Urale [On the need to dismember the Salner-Manhambo granite-leucogranite complex in the Subpolar and Northern Urals] / A. A. Soboлева // *Materials of Scientific Conference*. – Syktyvkar: Institute of Geology Komi SC UB RAS, 2017. – P. 194–196.
6. Granitoidy severa Urala: geokhronologiya, evolyutsiya, istochniki [Granitoids of the Northern Urals: geochronology, evolution, sources] / O. V. Udoratina, K. V. Kulikova, A. S. Shuysky [et al.]. – Syktyvkar: Institute of Geology Komi NC UB RAS, 2022. – 120 p. – DOI 10.19110/98491-044.
7. Puchkov, V. N. Geologiya Urala i Priuralya (aktualnyye voprosy stratigrafii, tektoniki, geodinamiki i metallogenii)

- [Geology of the Urals and the Cis-Urals (actual issues on stratigraphy, tectonics, geodynamics, and metallogeny)] / V. N. Puchkov. – Ufa: DesignPoligrafService, 2010. – 280 p.
8. Pystin, A. M. Dokembriy Pripolyarnogo Urala: khronostratigraficheskiy aspekt [Precambrian of the Subpolar Urals: chronostratigraphic aspect] / A. M. Pystin, Yu. I. Pystina // Transactions of the Karelian Science Centre RAS. – № 7. – Series: Geologia dokembriya [Precambrian Geology], 2019. – № 2. – P. 34–52. – DOI: 10.17076/geo904.
 9. Pystina, Yu. I. Nizhnij dokembrij v strukture paleozoid na Pripolyarnom Urale [The Lower Precambrian in the structure of paleozoids of the Subpolar Urals] / Yu. I. Pystina, A. M. Pystin, V. B. Khubanov // Doklady Earth Sciences, 2019. – Vol. 486, № 5. – P. 572–576. – DOI: 10.134/S1028334X19060199.
 10. Pystin, A. M. Tipizatsiya granitoidov Lyapinskogo antiklinoriya (Pripolyarnyy i Severnyy Ural) [Typification of granitoids of the Lyapinsky anticlinorium (Subpolar and Northern Urals)] / A. M. Pystin, Yu. I. Pystina // Geological Bulletin. – 2025. – № 3. – P. 109–131. – DOI 10.31084/2619-0087/2025-3-8.
 11. Fishman, M. V. Granitoidy Priosevoy zony Pripolyarnogo Urala v svyazi s problemoy evolyutsii magmatizma podvizhnykh poyasov zemnoy kory [Granitoids of the Axial Zone of the Subpolar Urals in view of the magmatism evolution of mobile belts of the Earth's crust] / M. V. Fishman. – Syktyvkar: Komi Branch of the AS USSR, 1971. – 55 p.
 12. Korrelyatsiya magmaticheskikh kompleksov severa Urala i privileyushchikh territoriy [Correlation of igneous complexes of the northern part of the Urals and adjacent territories] / V. N. Okhotnikov, V. I. Stepanenko, L. T. Belyakova [et al.]. – Sverdlovsk: Ufa SC AS USSR, 1988. – 55 p.
 13. Goldin, B. A. Magmaticheskie formacii zapadnogo sklona severa Urala i ih minerageniya [Igneous formations of the western slope of the northern Urals and their minerageny] / B. A. Goldin, E. P. Kalinin, V. N. Puchkov. – Syktyvkar: Komi SC UB RAS, 1999. – 214 p.
 14. Stratigraficheskiye skhemy Urala (dokembriy, paleozoy) [Stratigraphic schemes of the Urals (Precambrian, Paleozoic)]. – Ekaterinburg: Uralgeolkom, 1993.
 15. Pervye pezzultaty U-Pb (LA-ICP-MS) datirovaniya kislykh vulkanitov iz bazalnykh gorizontov verkhnego dokembriya Pripolyarnogo Urala [First results of U-Pb (LA-ICP-MS) dating of acidic volcanic rocks from basal horizons of the Upper Precambrian of the Subpolar Urals] / A. M. Pystin, Yu. I. Pystina, O. I. Grakova, V. B. Khubanov // Doklady Earth Sciences. – 2025. – Vol. 524, № 2. – P. 199–205. – DOI 10.7868/S3034506525100036.
 16. Sestlavinsky, K. B. Skorost osadkonakopleniya i sostav otlozheniy [Sedimentation rate and composition of deposits] / K. B. Sestlavinsky // Bulletin of MOIP. Geology, 1984. – Vol. 59, Iss. 3. – P. 22–31.
 17. Pystin, A. M. Novyye dannyye o vozraste granitoidov Pripolyarnogo Urala v svyazi s problemoy vydeleniya kozhimskoy srednerifeyskoy granit-riolitovoy formatsii [New data on the age of granitoids of the Subpolar Urals in view of the identification of the Kozhim Middle Rhiphean granite-rhyolite formation] / A. M. Pystin, Yu. I. Pystina // Proceedings of the Komi Science Centre of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences. – 2011. – № 4 (8). – P. 14–19.
 18. Udoratina, O. V. Granitoidy Kozhimskogo massiva (Pripolyarnyy Ural): U-Pb, Lu-Hf dannyye [Granitoids of the Kozhim massif (Subpolar Urals): U-Pb, Lu-Hf data] / O. V. Udoratina, A. S. Shuysky, V. A. Kapitanova // Proceedings of the Komi Science Centre of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences. – 2020. – № 1. – P. 96–105. – DOI: 10.19110/1994-5655-2020-1-96-105.
 19. Kuzenkov, N. A. Diorit-tonalitovyy kompleks Lyapinskoy strukturno-formatsionnoy zony (Pripolyarnyy Ural) [Diorite-tonalite complex of the Lyapinskaya structural-formational zone (Subpolar Urals)] / N. A. Kuzenkov, A. A. Soboleva // Geologiya i poleznye iskopaemye Zapadnogo Urala [Geology and Useful Minerals of the Western Urals]: Proceedings of the Regional Scientific-Practical Conference. – Perm: Perm State University, 2001. – P. 31–33.
 20. Panechaizskiy diorit-tonalitovyy kompleks Lyapinskoy strukturno-formatsionnoy zony "douralid" (Pripolyarnyy Ural): osobennosti sostava i vozrast [Panchayiz diorite-tonalite complex of the Lyapinskaya structural-formational zone of "preuralides" (Subpolar Urals): compositional features and age] / N. A. Kuzenkov, A. A. Soboleva, N. V. Rodionov, A. N. Larionov // Proceedings of the International (X All-Russian) Petrographic Conference. Volume 2. – Apatity: Publishing House of the Kola Science Centre of the Russian Academy of Sciences, 2005. – P. 128–130.
 21. Granitnyy massiv Vodorazdelnyy (Pripolyarnyy Ural) i problemy korrelyatsii doordovikskikh granitoidov i vulkanitov severnoy chasti Lyapinskogo antiklinoriya [Granite massif Vodorazdelnyy (Subpolar Urals) and correlation questions of pre-Ordovician granitoids and volcanics of the northern part of the Lyapinsky anticlinorium] / G. Yu. Shardakova, E. N. Volchek, V. S. Chervyakovsky [et al.] // Stratigrafiya. Geologicheskaya korrelyatsiya [Stratigraphy. Geological Correlation]. – 2023. – Vol. 31, № 3. – P. 3–31. – DOI 10.31857/S0869592X23030079.
 22. Kuznetsov, N. B. Vozrast i geodinamicheskiye usloviya formirovaniya pozdnedokembriyskikh granitoidov Vangyrskogo massiva, Pripolyarnyy Ural [Age and geodynamic formation conditions of Late Precambrian granitoids of the Vangyr massif, Subpolar Urals] / N. B. Kuznetsov, O. V. Udoratina // Bulletin of MOIP. – 2007. – Vol. 82, Iss. 2. – P. 3–12.
 23. Pystin, A. M. Metamorfizm i granitoobrazovaniye v proterozoysko-rannepaleozoyskoy istorii formirovaniya Pripolyarnouralskogo segmenta zemnoy kory [Metamorphism and granite formation in the Proterozoic-Early Paleozoic history of the formation of the Subpolar Ural segment of the Earth's crust] / A. M. Pystin, Yu. I. Pystina // Litosfera [Lithosphere]. – 2008. – № 6. – P. 25–38.

24. Soboleva, A. A. Rannevendskiye granitoidy i diority Khatalamba-Lapchinskogo massiva, Pripolyarnyy Ural [Early Vendian granitoids and diorites of the Khatalamba-Lapchinsky massif, Subpolar Urals] / A. A. Soboleva, A. N. Larionov, N. V. Rodionov // Granity i evolyuciya Zemli: geodinamicheskie obstanovki, proiskhozhdenie i rudnyy potencial granitoidnogo magmatizma [Granites and Evolution of the Earth: Geodynamic Settings, Origin and Ore Potential of Granitoid Magmatism]. Materials of the IV Geological Conference (with participation of foreign scientists). – Irkutsk: Publishing House of the Institute of Geography SB RAS, 2025. – P. 118–121.
25. Soboleva, A. A. Vulkanity i assotsiiruyushchiye s nimi granitoidy Pripolyarnogo Urala [Volcanics and associated granitoids of the Subpolar Urals] / A. A. Soboleva. – Ekaterinburg: UB RAS, 2004. – 147 p.
26. Puchkov, V. N. Plyumy – novoye slovo v geologii Urala [Plumes – a new word in the geology of the Urals] / V. N. Puchkov // Litosfera [Lithosphere]. – 2018. – № 4. – P. 483–499. – DOI: 10.24930/1631-9004-218-18-4-483-499.
27. Whalen, J. B. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis / J. B. Whalen, K. L. Currie, B. W. Chappell // Contrib. Mineral. Petrol. – 1987. – Vol. 95. – P. 407–419.
28. Soboleva, A. A. Rezultaty U-Pb (SIMS)-datirovaniya tsirkona iz granitov i riolitov khr. Maldynyrd, Pripolyarnyy Ural [Results of U-Pb (SIMS) dating of zircon from granites and rhyolites of the Maldynyrd Ridge, Subpolar Urals] / A. A. Soboleva // Materials of the Mineralogical Seminar with International Participation. – Syktyvkar: Geoprint, 2020. – P. 63–65.
29. Liparitovyye komplekсы Osevoy zony severa Urala i sopostavleniye ikh s obrazovaniyami smezhnykh rayonov Urala i SSSR [Liparite complexes of the Axial Zone of the northern Urals and their comparison with formations of adjacent regions of the Urals and the USSR] / B. F. Goldin, N. A. Karimov // Sovetskaya geologia [Soviet Geology]. – 1973. – № 10.
30. Belyakova, L. T. Geosinklinalnyy rifey severnogo Urala [Geosynclinal Riphean of the north of the Urals]: extended abstract of Candidate's thesis (Geology and Mineralogy) / L. T. Belyakova. – Moscow, 1972. – 26 p.
31. Chervyakovskiy, S. G. Osobennosti metallogenii riftogenykh formatsiy Urala [Metallogeny features of rift-induced formations in the Urals] / S. G. Chervyakovskiy, V. N. Sazonov, A. A. Malyugin // Evolyuciya metallogenii Urala v processe formirovaniya zemnoj kory [Metallogeny Evolution of the Urals during the Earth's Crust Formation]. – Sverdlovsk: Ufa Scientific Centre of the USSR Academy of Sciences, 1988. – P. 226–228.
32. Khubanov, V. B. U-Pb izotopnoe datirovanie cirkonov iz PZ3-MZ magmaticheskikh kompleksov Zabajkalya metodom magnitno-sektornoj mass-spektrometrii s lazernym probotooborom: procedura opredeleniya i sopostavlenie s SHRIMP dannymi [U-Pb isotope dating of zircons from PZ3-MZ igneous complexes of Transbaikalia by magnetic sector mass spectrometry with laser sampling: determination procedure and comparison with SHRIMP data] / V. B. Khubanov, M. D. Buyantuev, A. A. Tsygankov // Geologia i geofizika [Geology and Geophysics]. – 2016. – Vol. 57, № 1. – P. 241–258. – DOI: 10.15372/GiG201601138.
33. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyzes / M. Wiedenbeck, P. Alle, F. Corfu [et al.] // Geostandards Newsletter. – 1995. – Vol. 19. – P. 1–23. – <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.1995.tb00147.x>.
34. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology / S. E. Jackson, N. J. Pearson, W. L. Griffin, E. A. Belousova // Chem. Geol. – 2004. – Vol. 211. – P. 47–69. – <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.06.017>.
35. Plešovice zircon – a new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis / J. Slama, J. Košler, D. J. Condon [et al.] // Chemical Geology. – 2008. – Vol. 249. – № 1–2. – P. 1–35. – <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.11.005>.
36. Analiz obrazovaniya dobavochnogo tsirkona [Generation analysis of accessory zircon] / I. V. Nosyrev, V. M. Robul, K. E. Esipchuk, V. I. Orsa. – Moscow: Nauka, 1989. – 203 p.
37. Krasnobaev, A. A. Tsirkon kak indikator geologicheskikh protsessov [Zircon as an indicator of geological processes] / A. A. Krasnobaev. – Moscow: Nauka, 1986. – 152 p.
38. U-Pb (LA-SF-ICP-MS) vozrast i veroyatnyye istochniki snosa detritovykh tsirkonov iz terrigennykh otlozheniy verkhnego dokembriya Pripolyarnogo Urala [U-Pb (LA-SF-ICP-MS) age and probable provenances of detrital zircons from Upper Precambrian terrigenous deposits of the Subpolar Urals] / A. M. Pystin, O. V. Grakova, Yu. I. Pystina [et al.] // Litosfera [Lithosphere]. – 2022. – Vol. 22, № 6. – P. 741–760. – DOI 10.24930/1681-9004-2022-22-6-741-760.
39. Vozrast lapchavozhskoj vulkano-plutonicheskoy associacii po rezultatam U-Pb (SIMS) datirovaniya cirkonov [Age of the Lapchavozh volcano-plutonic association based on U-Pb (SIMS) zircon dating] / A. A. Soboleva, V. L. Andreichev, A. N. Larionov [et al.] // Geologicheskie processy v obstanovkah subdukcii, kollizii i skolzheniya plut [Geological Processes in Subduction, Collision, and Plate Sliding Settings]: Materials of the All-Russian Conference with International Participation. – Vladivostok: Dalnauka, 2016. – P. 235–236.
40. Soboleva, A. A. U-Pb vozrast granitoidov Narodninskogo massiva (Pripolyarnyy Ural) [U-Pb age of granitoids of the Narodninsky massif (Subpolar Urals)] / A. A. Soboleva, N. M. Kudryashov, N. S. Dorokhov // Doklady Earth Sciences. – 2004. – Vol. 397, № 3. – P. 391–395.
41. Stratigraficheskiy kodeks Rossii [Stratigraphic Code of Russia]. – Saint-Petersburg: VSEGEI, 2019. – 92 p.
42. Vozrast granitoidov Man'hambovskogo i Ilyaizskogo massivov (Severnyy Ural): U-Pb-dannye [Age of granitoids of the Mankhambo and Ilyaiz massifs (Northern Urals): U-Pb data] / O. V. Udoratina, A. A. Soboleva, N. A. Kuzenkov [et al.] // Doklady Earth Sciences. – 2006. – Vol. 407, № 6. – P. 810–815.

43. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii. Masshtab 1:200 000. Vtoroye izdaniye. Severo-Uralskaya seriya. List P-40-XII (gora Kozhim-Iz). Ob-yasnitelnaya zapiska [State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1:200,000. Second edition. North Ural Series. Sheet P-40-XII (Kozhim-Iz mountain). Explanatory note] / V. A. Dushin, O. P. Serdyukova, A. A. Malyugin [et al.]. – Moscow: MB VSEGEI, 2017. – 263 p.
44. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii masshtaba 1:200 000 (izdanie vtoroe). Seriya Severo-Ural'skaya. List P-40-VI (g. Telpos-Iz). Ob-yasnitel'naya zapiska [State Geological map of the Russian Federation. Scale 1:200,000. North Ural series. Sheet P-40-VI (Telpos-Iz mountain). Explanatory note] / V. A. Dushin, O. P. Serdyukova, A. A. Malyugin [et al.]. – Saint-Petersburg: VSEGEI, 2018. – 216 p.
45. Udoratina, O. V. Trakhirolity redkometallicheskih i redkozemelnykh porod ekzokontakta Ilyaizskogo massiva (Severnyy Ural): dannyye U-Pb (SIMS) [Rare metal-rare earth trachyrhyolites of the exocontact of the Ilyaiz massif (Northern Urals): U-Pb (SIMS) data] / O. V. Udoratina, T. A. Vovchina, A. S. Shuysky // Sootnoshenie vremeni obrazovaniya magmaticheskikh formacij i rudnykh mestorozhdenij metallogenicheskikh provincij Evrazii [Relationship between the Formation Time of Igneous Formations and Ore Deposits in the Metallogenic Provinces of Eurasia]: IX Russian Conference on Isotope Geochronology. – Moscow: IGM RAS, 2025. – P. 134–137.

Благодарность (госзадание)

Исследования выполнены в рамках государственного задания Института геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН.

Acknowledgements (state task)

The research was carried out within the frames of the state task of the Institute of Geology FRC Komi SC UB RAS.

Информация об авторах:

Пыстин Александр Михайлович – доктор геолого-минералогических наук, главный научный сотрудник Института геологии имени академика Н. П. Юшкина Коми научного центра Уральского отделения Российской академии наук; ORCID: 0000-0002-5875-4353; SPIN-код: 7418-0040 (167982, Российская Федерация, Республика Коми, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, д. 54; e-mail: pystin.48@mail.ru).

Пыстина Юлия Ивановна – ведущий научный сотрудник Института геологии имени академика Н. П. Юшкина Коми научного центра Уральского отделения Российской академии наук; ORCID: 0000-0001-6580-442X, SPIN-код: 6361-5315 (167982, Российская Федерация, Республика Коми, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, д. 54; e-mail: yuliya_pystina@mail.ru).

Гракова Оксана Васильевна – доктор геолого-минералогических наук, заведующая лабораторией Института геологии имени академика Н. П. Юшкина Коми научного центра Уральского отделения Российской академии наук; ORCID: 0000-0001-5917-9218; SPIN-код: 9767-2911 (167982, Российская Федерация, Республика Коми, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, д. 54; e-mail: ygrakov@yandex.ru).

Кушманова Евгения Валерьевна – младший научный сотрудник Института геологии имени академика Н. П. Юшкина Коми научного центра Уральского отделения Российской академии наук; ORCID: 0000-0003-0300-9732; SPIN-код: 9727-5454 (167982, Российская Федерация, Республика Коми, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, д. 54; e-mail: e.v.kushmanova@mail.ru).

About the authors:

Alexander M. Pystin – Doctor of Sciences (Geology and Mineralogy), Chief Researcher, Institute of Geology named after academician N. P. Yushkin, Komi Science Centre of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences; ORCID: 0000-0002-5875-4353; SPIN-code: 7418-0040 (54 Pervomaiskaya st., Syktyvkar, Komi Republic, 167982, Russian Federation; e-mail: pystin.48@mail.ru).

Yulia I. Pystina – Leading Researcher, Institute of Geology named after academician N. P. Yushkin, Komi Science Centre of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences; ORCID: 0000-0001-6580-442X, SPIN-code: 6361-5315 (54 Pervomaiskaya st., Syktyvkar, Komi Republic, 167982, Russian Federation; e-mail: yuliya_pystina@mail.ru).

Oksana V. Grakova – Doctor of Sciences (Geology and Mineralogy), Head of the Laboratory, Institute of Geology named after academician N. P. Yushkin, Komi Science Centre of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences; ORCID: 0000-0001-5917-9218; SPIN-code: 9767-2911 (54 Pervomaiskaya st., Syktyvkar, Komi Republic, 167982, Russian Federation; e-mail: ygrakov@yandex.ru).

Evgeniya V. Kushmanova – Junior Researcher, Institute of Geology named after academician N. P. Yushkin, Komi Science Centre of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences; ORCID: 0000-0003-0300-9732; SPIN-code: 9727-5454 (54 Pervomaiskaya st., Syktyvkar, Komi Republic, 167982, Russian Federation; e-mail: e.v.kushmanova@mail.ru).

Для цитирования:

Возраст и условия образования гранитоидов Малдинского массива в связи с типизацией гранитоидов Ляпинского антиклинория (Приполярный и Северный Урал) / А. М. Пыстин, Ю. И. Пыстина, О. В. Гракова, Е. В. Кушманова // Известия Коми научного центра Уральского отделения Российской академии наук. Серия «Науки о Земле». – 2026. – № 4 (89). – С. 78–95.

For citation:

Vozrast i usloviya obrazovaniya granitoidov Maldinskogo massiva v svyazi s tipizatsiyey granitoidov Lyapinskogo antiklinoriya (Pripolyarnyy i Severnyy Ural) [Age and formation conditions of granitoids of the Maldinsky massif in relation to the typification of granitoids of the Lyapinsky anticlinorium (Subpolar and Northern Urals)] / A. M. Pystin, Yu. I. Pystina, O. V. Grakova, E. V. Kushmanova // Proceedings of the Komi Science Centre of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences. Series "Earth Sciences". – 2026. – № 4 (89). – P. 78–95.

Дата поступления рукописи: 25.02.2026

Прошла рецензирование: 07.03.2026

Принято решение о публикации: 15.04.2026

Received: 25.02.2026

Reviewed: 07.03.2026

Accepted: 15.04.2026