



## T-t EVOLUTION OF THE EARLY PROTEROZOIC ROCKS IN THE NORTHERN LADOGA REGION FROM THE DATA ON U-Pb, Rb-Sr AND Sm-Nd SYSTEMS IN MINERALS

Sh.K. Baltybaev <sup>1,2✉</sup>, V.M. Savatenkov <sup>1</sup>, M.E. Petrakova <sup>1</sup>

<sup>1</sup>Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, 2 Makarova Emb, Saint Petersburg, 199034, Russia

<sup>2</sup>Saint Petersburg State University, 7-9 Universitetskaya Emb, Saint Petersburg 199034, Russia

**ABSTRACT.** This paper presents the results of a study of isotopic systems in minerals and rocks in southern margin of the epi-Archean Karelian craton in the zone of its junction with the Svecofennian mobile belt. U-Pb, Sm-Nd and Rb-Sr mineral ages of metamorphic rocks allowed reconstructing a T-t trend during ~1.88–1.61 Ga, which reflects a wide-ranging cooling history of metamorphic rocks from the peak values of about 650–700 °C at 1.88–1.79 Ga (U-Pb age of monazites and apparent oldest Sm-Nd age of amphiboles) to 300–400 °C at 1.61 Ga (model Rb-Sr age of biotites) in zones of low- and medium-temperature metamorphism. The specificity of removal of deep-seated rocks to the present-day erosion surface and the reconstructed T-t trend comply with the development of thrust-nappe structures during the exhumation of the Svecofennids. It is also assumed that differential vertical block movements played a significant role during the post-orogenic extensional collapse and neorifting.

**KEYWORDS:** thermochronology; metamorphic rocks; monazite; amphibole; biotite; titanite; U-Pb; Sm-Nd; Rb-Sr; Northern Ladoga region; cooling history

**FUNDING:** This work was supported by the Russian Science Foundation grant 23-27-00106.



EDN: USGZLA

### RESEARCH ARTICLE

**Correspondence:** Shauket K. Baltybaev, [shauket@mail.ru](mailto:shauket@mail.ru)

Received: February 26, 2024

Revised: April 25, 2024

Accepted: May 13, 2024

**FOR CITATION:** Baltybaev Sh.K., Savatenkov V.M., Petrakova M.E., 2024. T-t Evolution of the Early Proterozoic Rocks in the Northern Ladoga Region from the Data on U-Pb, Rb-Sr and Sm-Nd Systems in Minerals. *Geodynamics & Tectonophysics* 15 (3), 0759. doi:10.5800/GT-2024-15-3-0759

## Т-т ЭВОЛЮЦИЯ РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ПОРОД СЕВЕРНОГО ПРИЛАДОЖЬЯ ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ U-Pb, Rb-Sr И Sm-Nd СИСТЕМ В МИНЕРАЛАХ

Ш.К. Балтыбаев<sup>1,2</sup>, В.М. Саватенков<sup>1</sup>, М.Е. Петракова<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 199034, Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2, Россия

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

**АННОТАЦИЯ.** Приводятся результаты изучения изотопных систем в минералах и породах южной окраины эпиархейского Карельского кратона в зоне сочленения с породами Свекофеннского подвижного пояса. Оценки возраста минералов метаморфических пород с использованием U-Pb, Sm-Nd и Rb-Sr изотопных систем позволили построить T-t тренд от ~1.88 до 1.61 млрд лет назад, который отражает историю остывания широкого спектра метаморфических пород от пиковых значений около 650–700 °С 1.88–1.79 млрд лет назад (U-Pb возраст монацитов и наиболее древний кажущийся Sm-Nd возраст амфиболов) до 300–400 °С 1.61 млрд лет назад (модельный Rb-Sr возраст биотитов) в зонах низко- и среднетемпературного метаморфизма. Специфика выведения глубинных пород к современной эрозионной поверхности и полученный T-t тренд увязываются с развитием покровно-надвиговых структур при эксгумации свекофеннид. Предполагается также существенная роль дифференциальных вертикально-блоковых перемещений во время посторогенного коллапса растяжения и позднейшего рифтогенеза.

**КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА:** термохронология; метаморфические породы; монацит; амфибол; биотит; титанит; U-Pb; Sm-Nd; Rb-Sr; Северное Приладожье; история остывания

**ФИНАНСИРОВАНИЕ:** Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 23-27-00106).

### 1. ВВЕДЕНИЕ

На территории Северного Приладожья обнажаются породы зоны сочленения юго-восточного фрагмента раннепротерозойского Свекофеннского подвижного пояса и эпиархейского Карельского кратона (рис. 1, а), преимущественно перекрытого раннепротерозойскими метаморфизованными вулканогенно-осадочными толщами. Благодаря увеличивающемуся с севера к югу уровню метаморфизма пород на этой территории выделяют раннепротерозойский зонально-метаморфизованный комплекс, сложенный архейскими гранито-гнейсами и раннепротерозойскими метавулканидами и метатурбидитами. Наличие тектонической границы между областями раннепротерозойских и архейско-протерозойских пород позволило выделить здесь два домена – Северный и Южный, разделенные Мейерской надвиговой зоной [Baltybaev et al., 1996, 2000].

Особенностями Северного домена являются гнейсово-купольные структуры, сложенные архейскими гранито-гнейсами, и межкупольные синформные складки, сложенные раннепротерозойскими супракрустальными толщами. В этом домене наблюдается прогрессивная метаморфическая зональность от зеленосланцевой фации на севере до амфиболитовой на юге (рис. 1, б). По изотопным данным здесь фиксируется два этапа активных метаморфических событий – 1.88–1.87 и 1.80–1.79 млрд лет назад [Baltybaev et al., 2004, 2009а, 2009б].

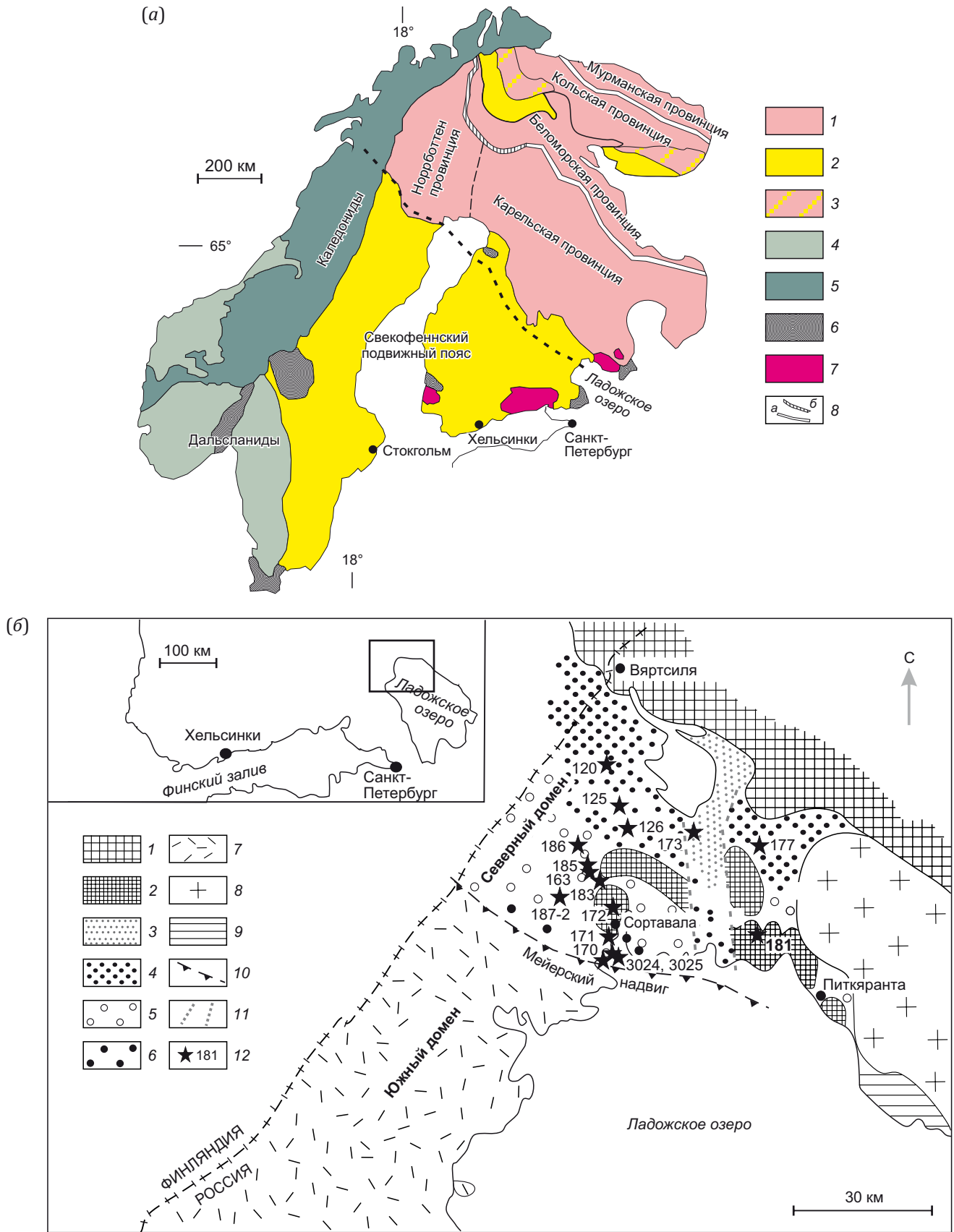
В Южном домене архейские породы и гнейсово-купольные структуры отсутствуют, а комплекс раннепротерозойских пород отличается вариациями метамор-

физма от высокотемпературной амфиболитовой до гранулитовой фации и широким развитием интрузивного магматизма и мигматизации. Метаморфические толщи в этом домене образуют высокотемпературное «гранулитовое» ядро зонально-метаморфизованного комплекса, которое надвинуто на низкотемпературные породы Северного домена. По результатам изотопного датирования магматических и метаморфических пород установлено, что пик эндогенной плутоно-метаморфической активности в Южном домене был достигнут 1.88–1.86 млрд лет назад [Baltybaev et al., 2004, 2009б].

В данной работе авторы концентрируются на оценке термальной истории пород Северного домена, характеризующей раннепротерозойскую стадию его развития. Минеральные и изотопные системы минералов и пород этого домена несут в себе информацию о РТ-режиме остывания метаморфических комплексов юго-западной окраины эпиархейского Карельского кратона, что также позволяет судить о тектонотермальной активности палеоконвергентной границы в юго-восточной части Свекофеннского подвижного пояса.

### 2. МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКОГО ЧЕХЛА ЮЖНОЙ ОКРАИНЫ КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА

Благодаря зональному проявлению метаморфизма в Северном домене [Baltybaev et al., 2000] выделяются зоны: биотит-хлоритовая, ставролит-андалузитовая,



**Рис. 1.** Схематическое строение Фенноскандинавского щита (а) и схематическая метаморфическая карта района исследования (б).  
 (а) – породы: 1 – архейские (провинции указаны по [Gorbunov, Balagansky, 2022]); 2 – протерозойские; 3 – архейско-протерозойские; 4 – дальсландиды; 5 – каледониды; 6 – постпротерозойский осадочный комплекс; 7 – граниты-рапакиви; 8 – границы палеопротерозойских орогенов: (а) – достоверные, (б) – предполагаемые. Пунктирной линией показана южная граница

распространения архейских пород [Baltybaev, 2013], примерно соответствующая осевой части выделяемой в Финляндии и России Раахе-Ладожской зоны. (б) – 1–2 – архейские породы окраины Карельского кратона (1), в том числе в ядрах куполов (2), 3–7 – зоны: биотит-хлоритовая (3), ставролит-андалузитовая (4), силлиманитовая (5), гранат-кордиеритовая (6), гиперстеновая (7); 8 – граниты-рапакиви; 9 – фанерозойский осадочный чехол; 10 – главный сместитель Мейерского надвига; 11 – разломы; 12 – места отбора образцов и их номера. Северный домен включает архейские и протерозойские породы южной окраины Карельского кратона, а Южный домен представляет породы Свеккофеннского подвижного пояса.

**Fig. 1.** Schematic structure of the Fennoscandian shield (a) and a schematic metamorphic map of the studied area (б). (a) – rocks: 1 – Archean (subdivisions after [Gorbunov, Balagansky, 2022]); 2 – Proterozoic; 3 – Archean-Proterozoic; 4 – Dalslanides; 5 – Caledonides; 6 – post-Proterozoic sedimentary complex; 7 – rapakivi granites; 8 – boundaries of the Paleoproterozoic orogens: (a) – reliable; (б) – inferred. The dotted line shows the southern limit of distribution of the Archean rocks [Baltybaev, 2013], corresponding approximately to the axial part of the Raahе-Ladoga zone in Finland and Russia. (б) – 1–2 – Archean rocks in the margin of the Karelian craton (1) including the domal cores (2); 3–7 – zones: biotite-chlorite (3), staurolite-andalusite (4), sillimanite (5), garnet-cordierite (6), hypersthene (7); 8 – rapakivi granites; 9 – Phanerozoic sedimentary cover; 10 – main plane of the Meyeri thrust; 11 – faults; 12 – sampling sites and sample numbers. The Northern domain includes the Archean and Early Proterozoic rocks in the southern margin of the Karelian craton, while the Southern domain is composed of the rocks of the Svecofennian mobile belt.

силлиманитовая, гранат-кордиеритовая. При этом силлиманитовая зона делится на две подзоны: относительно низкотемпературную – с мусковитом, более высокотемпературную – с силлиманитом и калиевым полевым шпатом. Высокотемпературная зона определяется по появлению в метапелитах минерального парагенезиса граната и кордиерита, при этом в ней наблюдаются признаки частичного плавления пород с образованием первых мигматитов.

**Биотит-хлоритовая зона.** Устанавливается по появлению изограды биотита по реакции:  $\text{Chl}^1 + \text{Ms} (+\text{Qtz}) = \text{Bt} + \text{H}_2\text{O}$ . Эта реакция протекает в мусковит-кварцевых сланцах с развитием парагенезисов:  $\text{Chl} + \text{Bt} + \text{Qtz}$ ,  $\text{Chl} + \text{Ms} + \text{Bt}$ ,  $\text{Qtz} + \text{Ms} + \text{Pl}$  и др.

**Ставролит-андалузитовая зона.** Устанавливается по появлению андалузита, ставролита, кордиерита, которые образуются по реакциям:  $\text{Ms} + \text{Chl} + \text{Qtz} = \text{Crd} + \text{Bt} + \text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{Ms} + \text{Chl} = \text{Bt} + \text{And} (+\text{St}) + \text{Qtz} + \text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{Ms} + \text{St} + \text{Qtz} = \text{Grt} + \text{Bt} + \text{And} + \text{H}_2\text{O}$  и  $\text{Ms} + \text{Chl} (+\text{Mt}) = \text{Bt} + \text{St} + \text{Qtz} + \text{H}_2\text{O}$ . Критическими для этой зоны являются ассоциации:  $\text{Bt} + \text{Chl} + \text{And} + \text{Qtz}$ ,  $\text{Bt} + \text{And} + \text{Qtz} \pm \text{Pl}$ .

**Силлиманитовая зона, силлиманит-мусковитовая и силлиманит-калиевополевошпатовая подзоны** выделяются по появлению силлиманита вместо андалузита в ассоциации с мусковитом:  $\text{St} + \text{Qtz} = \text{Grt} + \text{Sil} + \text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{Ms} + \text{St} + \text{Qtz} = \text{Grt} + \text{Bt} + \text{Sil} + \text{H}_2\text{O}$ . При этом в первой подзоне развиваются ассоциации минералов:  $\text{Bt} + \text{St} + \text{Sil} + \text{Ms} + \text{Qtz} \pm \text{Pl}$ ,  $\text{Bt} + \text{Grt} + \text{Sil} + \text{Ms} + \text{Qtz} \pm \text{Pl}$ ,  $\text{Bt} + \text{Sil} + \text{Ms} + \text{Qtz} \pm \text{Pl}$ . При повышении температуры происходит разложение мусковита в результате реакции:  $\text{Ms} + \text{Qtz} = \text{Sil} + \text{Kfs} + \text{H}_2\text{O}$ . Наиболее типичными ассоциациями более высокотемпературной силлиманит-калиевополевошпатовой подзоны являются:  $\text{Sil} + \text{Kfs} + \text{Pl} + \text{Bt} + \text{Qtz}$  и  $\text{Sil} + \text{Kfs} + \text{Pl} + \text{Grt} + \text{Bt} + \text{Qtz}$ .

**Гранат-кордиеритовая зона** характеризуется появлением одноименного парагенезиса минералов по реакции:  $\text{Sil} + \text{Bt} + \text{Qtz} = \text{Grt} + \text{Crd} + \text{Kfs} + \text{H}_2\text{O}$ , приводящей к типичной ассоциации:  $\text{Sil} + \text{Kfs} + \text{Pl} + \text{Grt} + \text{Crd} + \text{Bt} + \text{Qtz}$ . В ме-

тапелитах этой зоны появляются первые лейкосомы мигматитов анатектического происхождения.

Термобарометрия пород подтверждает рост уровня метаморфизма по направлению с севера на юг: параметры пика метаморфизма составляют  $T=450-550$  °C и  $P=3-4$  кбар для низкотемпературных зон, а для наиболее высокотемпературных зон амфиболитовой фации –  $T=650-700$  °C и  $P=4-5$  кбар [Baltybaev et al., 2000].

Минеральные парагенезисы прогрессивного этапа метаморфизма пород всех зон также несут следы регрессивных преобразований в условиях андалузит-кордиерит-мусковитовой субфации (по классификации [Winkler, 1976]) амфиболитовой фации, которые интенсивнее всего проявились вдоль протяженных субмеридиональных разломов.

В геодинамическом и тектоническом плане геологические комплексы данного региона рассматриваются как входящие в мощную Раахе-Ладожскую шовную зону, в пределах которой сочленяются породы южных, юго-западных окраинных областей архейских Карельского и Норрботтен кратонов с породами раннепротерозойской ювенильной коры Свеккофеннского подвижного пояса. Эта шовная зона с конца прошлого века интерпретируется большинством исследователей как раннепротерозойская конвергентная граница [Gaàl, Gorbatshev, 1987; и др.].

### 3. АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ОЦЕНКИ ИЗОТОПНОГО ВОЗРАСТА МИНЕРАЛОВ И ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

Выделение минералов и последующий изотопный анализ проводились в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург).

Химическое разложение монацитов проводили во фторопластовых вкладышах, помещенных в кожухи из нержавеющей стали, в термостате при температуре 200 °C в течение 1 сут с использованием концентрированной кислоты HCl. Выделение U и Pb выполнялось по

<sup>1</sup>Принятые сокращения на основе [Kretz, 1983]: And – андалузит, Bt – биотит, Chl – хлорит, Crd – кордиерит, Grt – гранат, Kfs – калиевый полевой шпат, Ms – мусковит, Pl – плагиоклаз, Qtz – кварц, Sil – силлиманит, St – ставролит.



модифицированной методике Т.Е. Кроу [Krogh, 1973]. Для количественного определения Pb и U в пробах применялся смешанный индикатор  $^{208}\text{Pb}$ - $^{235}\text{U}$ .

В зависимости от размеров монацита в анализируемой навеске могло содержаться 8–20 зерен для каждой анализируемой пробы. Чистота монофракций монацита и однородность строения зерен контролировались ручной очисткой проб под бинокляром.

Изотопный анализ Pb и U проводился на 8-коллекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-261 в одноленточном режиме на Re катодах, предварительно отожженных в течение 30 мин при температуре  $2000 \pm 50$  °C. Для измерений применялся силикатный эмиттер в смеси с  $\text{H}_3\text{PO}_4$ . Коэффициенты фракционирования, определенные для Pb по измерениям NBS стандарта SRM-982, а для U – по измерению природного образца, составили соответственно 0.13 и 0.08 % на а.е.м. Холостое загрязнение не превышало 0.1 нг Pb и 0.01 нг U. Измеренные в опыте коэффициенты вариации изотопных отношений  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  и  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  для монацитов были 0.5 % (2 $\sigma$ ).

Обработка экспериментальных данных проводилась по программам PbDAT и ISOPLLOT [Ludwig, 1991, 2001]. При расчете возраста использованы общепринятые значения констант распада урана [Steiger, Jäger, 1977], неопределенность которых не учитывалась при расчете погрешностей изотопных датировок. Поправки на обычный свинец вводились в соответствии с модельными величинами [Stacey, Kramers, 1975]. Все ошибки приведены на уровне 2 $\sigma$ .

Для проведения Rb-Sr и Sm-Nd изотопных анализов монофракции биотита, амфибола, титанита, апатита, полевых шпатов, истертые в пудру, сначала подвергались обработке в 2.2 N растворе HCl в течение 60 мин для удаления поверхностных загрязнений и гипергенных изменений, затем разлагались в смеси HF:HNO<sub>3</sub>:HClO<sub>4</sub> в пропорции 5:1:1 при 120 °C в течение 24 ч. Перед разложением к пробам добавлялись смешанные трассеры  $^{85}\text{Rb}$ - $^{84}\text{Sr}$  и  $^{149}\text{Sm}$ - $^{150}\text{Nd}$ . После выпаривания пробы обрабатывались смесью HCl:HNO<sub>3</sub> в течение 24 ч с целью удаления фторидов. После этого пробы повторно выпаривались и переводились в соляно-кислую форму. Выделение Rb, Sr и суммы PЗЭ проводилось на ионообменной смоле BioRad® согласно методике [Savatenkov et al., 2004]. Последующее выделение Sm и Nd проводилось на ионообменной смоле Ln-Resin (Eichrom®) согласно методике [Mikova, Denkova, 2007].

Определение изотопного состава Nd и Sr проводилось на многоколлекторном твердофазном масс-спектрометре Triton. При этом определение концентраций Rb, Sr, Sm и Nd и отношений  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  выполнялось методом изотопного разбавления. Воспроизводимость определения концентраций Rb, Sr, Sm и Nd в стандарте BCR-1 составляла  $\pm 0.5$  %. Концентрации этих элементов в холостом опыте составили 0.05 нг для Rb, 0.2 нг – для Sr, 0.3 нг – для Sm и 0.5 нг для Nd. Результаты анализа стандартного образца BCR-1 (6 из-

мерений): Sr=336.7 мкг/г, Rb=47.46 мкг/г, Sm=6.47 мкг/г, Nd=28.13 мкг/г,  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}=0.4062$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.705036 \pm 22$ ,  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.1380$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512642 \pm 14$ . Воспроизводимость изотопных анализов контролировалась определением состава стандартов JNdi-1 и SRM-987. За период измерений Sr полученное значение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в стандарте SRM-987 соответствовало  $0.710241 \pm 15$  (2 $\sigma$ , 10 измерений), а величина  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  в стандарте JNdi-1 составила  $0.512098 \pm 8$  (2 $\sigma$ , 12 измерений). Изотопный состав Sr нормализован по величине  $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=8.37521$ , а Nd – по  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$ . Изотопный состав Nd приведен к аттестованному значению стандарта JNdi-1  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512117$  [Tanaka et al., 2000]. Изотопный состав Sr приведен к аттестованному значению стандарта SRM987  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.710240$ .

Расчет возраста на основе Rb-Sr и Sm-Nd изотопных данных по породе в целом и минералам проводился в программе R-Isoplot [Vermeesch, 2018]. Для расчетов использовались относительные погрешности для отношений  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  – 1.0 и 0.005 % соответственно, для  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  – 0.5 и 0.005 % соответственно.

#### 4. РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНОГО АНАЛИЗА МИНЕРАЛОВ

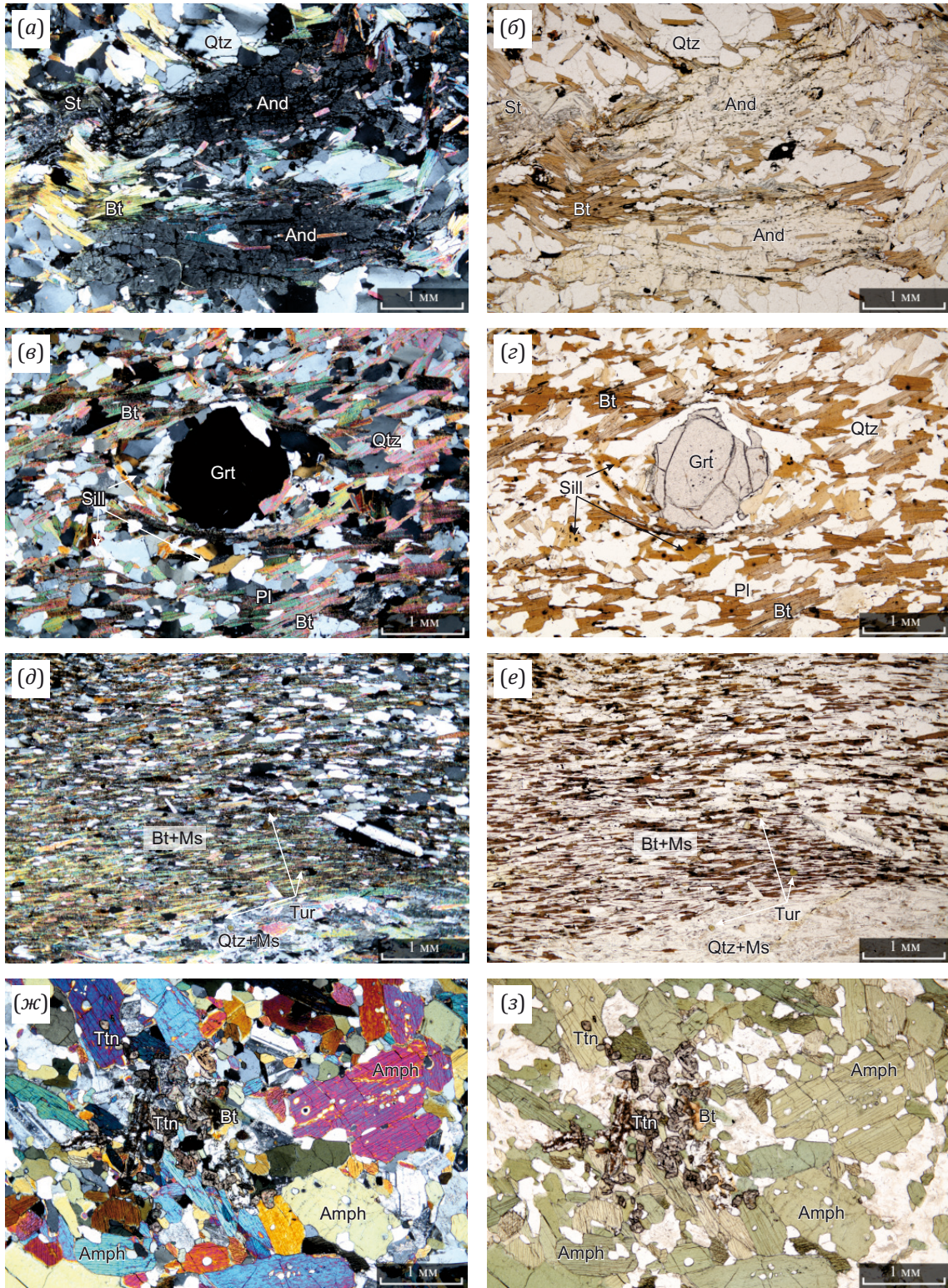
Для изотопных исследований были отобраны образцы из разных зон метаморфизма Северного домена Приладожья (рис. 1, б; рис. 2). Всего было изучено 18 образцов, представляющих ставролитовые (3 образца), слюдястые (2 образца) сланцы и гнейсы: гранат-биотитовые (3 образца), двуслюдяные (2 образца), а также мигматит (1 образец), амфиболиты (6 образцов) и гранитогнейс (1 образец). Результаты изотопного анализа изученных минералов приведены в виде приложения к данной статье (Прил. 1. табл. 1.1).

Наиболее древние монациты в Северном домене имеют ID-TIMS U-Pb возраст 1878–1874 млн лет (табл. 1; рис. 3). В то же время U-Pb ID-TIMS возраст других монацитов из гнейсов и сланцев Северного домена показывает, что метаморфизм пород и соответствующая кристаллизация этого минерала происходила 1794–1786 млн лет назад (табл. 1). Конкордантные значения возраста для обеих групп монацитов (1.88–1.87 и ~1.79 млрд лет) свидетельствуют о хорошей сохранности U-Pb системы в этом минерале.

Rb-Sr возраст биотита оказался в целом несколько ниже по сравнению с вышеприведенными значениями возраста монацита и охватывает диапазон значений 1836–1612 млн лет (табл. 2). Следует отметить, что модельный Rb-Sr возраст биотитов заметно варьируется в зависимости от принадлежности минерала к тому или иному типу породы в разных участках Северного домена (см. рис. 1, б).

Изотопный анализ Sm-Nd системы в амфиболах, титаните, плагиоклазе (табл. 3) выявил широкий интервал значений возраста, охватывающий диапазон 1.84–1.68 млрд лет. Титаниты в богатых кальцием породах Северного домена имеют обычно низкое содержание





**Рис. 2.** Микрофотографии шлифов некоторых изученных пород. (а, б) – ставролитовый сланец с андалузитом (обр. Б-03-132); (в, з) – гранат-силлиманитовый двуслюдяной гнейс (обр. 3025); (д, е) – двуслюдяной гнейс (обр. Б-05-177); (ж, з) – амфиболит, агрегаты титанита (обр. Б-05-181). Микрофотографии с параллельными николями приведены справа и со скрещенными – слева.

**Fig. 2.** Some micrographs of thin sections of the rocks studied. (а, б) – staurolite schist with andalusite (sample B-03-132); (в, з) – garnet-sillimanite two-mica gneiss (sample B-03-132); (д, е) – two-mica gneiss (sample B-05-177); (ж, з) – amphibolite, titanite aggregates (sample B-05-181). The parallel-nicols micrographs are shown right, the crossed-nicols micrographs are shown left.



**Таблица 1.** Результаты U-Pb изотопных исследований монацита из гнейсов и сланцев Северного домена  
**Table 1.** Results of U-Pb isotope studies of monazite from gneisses and shales of the Northern domain

№	Номер пробы	Название породы	Возраст, млн лет			Конкордантный
			$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
1	125	Ставролитовый сланец	1788.7	1787.4	1785.8±0.9	1786.1±2.3
2	126	Ставролитовый сланец	1791.6	1788.1	1784.1±1.3	1785.8±3.2
3	132	Ставролитовый сланец	1792.7	1793.2	1793.8±0.7	1793.8±0.7
4	Б-04-163	Гранат-биотитовый гнейс	1878.3	1876.1	1873.6	1873.8±1.7
5	Б-05-187-2	Мигматит	1870.8	1874.5	1878.6	1877.5±2.5

Примечание. Данные измерений даны в Прил. 1, табл. 1.1.  
 Note. The measurement data are given in App. 1, Table 1.1.

**Таблица 2.** Результаты Rb-Sr изотопных исследований биотита и амфиболов, титанита и плагиоклаза из пород Северного домена  
**Table 2.** Results of Rb-Sr isotope studies of biotite and amphiboles, titanite and plagioclases from the rocks of the Northern domain

Номер пробы	Название породы	Возраст, млн лет
Б-05-170	Амфиболит, Wr, Bt, Ttn	1665±13 (n=3)
Б-05-173	Биотитовый сланец, Wr, Bt	1644±16
Б-05-181	Амфиболит, Wr, Amph, Ttn	1804±14 (n=3)
Б-05-183	Амфиболит, Wr, Amph	1758±20
Б-05-185-2	Амфиболит, Wr, Bt, Amph	1612±8 (n=3)
Б-05-186	Биотит-амфиболовый сланец, Wr, Bt	1656±17
3024	Двуслюдяной гнейс, Bt*	1764±17
3025	Двуслюдяной гнейс, Bt	1718±17
120	Гранат-биотитовый гнейс, Bt	1719±17
177	Гранат-биотитовый гнейс, Bt	1836±18

Примечание. Данные измерений даны в Прил. 1, табл. 1.1. Показаны значения возраста, рассчитанные согласно оценкам константы распада  $^{87}\text{Rb}$  ( $1.3972 \cdot 10^{-11}$  лет $^{-1}$ ) [Villa et al., 2015]. Wr – вал породы, Amph – амфибол, Bt – биотит, Pl – плагиоклаз, Ttn – титанит. \* – модельный возраст биотитов получен при допущении, что первичное отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  равно 0.7033 (полученное по регрессии для валовых составов исследуемых пород). Модельный Rb-Sr возраст биотитов принимается только как оценочный.  
 Note. The measurement data are given in App. 1, Table 1.1. The ages were calculated according to the  $^{87}\text{Rb}$  decay constant estimates ( $1.3972 \cdot 10^{-11}$  years $^{-1}$ ) [Villa et al., 2015]. Wr – bulk-volume rock, Amph – amphibole, Bt – biotite, Pl – plagioclase, Ttn – titanite. \* – the model age of biotites was obtained under the assumption that the primary  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratio is 0.7033 (as obtained from the regression for the bulk-rock compositions). The model Rb-Sr age of biotites is considered as estimated.

**Таблица 3.** Результаты Sm-Nd изотопных исследований амфиболов, титанита и плагиоклаза из богатых кальцием пород Северного домена  
**Table 3.** Results of Sm-Nd isotope studies of amphibole, titanite and plagioclase from calcium-rich rocks of the Northern domain

№ пробы	Название породы	Изохрона	Возраст, млн лет
Б-05-170	Амфиболит	Wr, Amph, Ttn	1837±84
Б-05-171	Амфиболит	Wr, Amph, Ttn	1824±89
Б-05-172	Амфиболит	Wr, Amph, Pl, Ttn	1733±92
Б-05-183	Амфиболит	Wr, Amph	1732±130
Б-05-185	Гранитогнейс	Wr, Amph	1676±38

Примечание. Данные измерений даны в Прил. 1, табл. 1.1. Сокращения для названий минералов такие же, как в табл. 2.  
 Note. The measurement data are given in App. 1, Table 1.1. Abbreviations for minerals are the same as in Table 2.

радиогенных изотопов (Прил. 1. табл. 1.1). Вместе с тем использование изотопного состава других минералов, находящихся в породе совместно с титанитом, и изотопного состава породы позволяет получить некоторые ограничения на возраст минеральных парагенезисов. С учетом количества измеренных изотопов и отбраковки анализов с низким содержанием радио-генных элементов были получены значения возраста, обсуждаемые ниже (Прил. 1. табл. 1.1; рис. 4).

## 5. ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ ИЗОТОПНОГО АНАЛИЗА И ЭТАПОВ ЭНДОГЕННОЙ АКТИВНОСТИ В РЕГИОНЕ

### 5.1. Температура закрытия изотопных систем в изученных минералах

Монацит с 90-х годов прошлого столетия широко используется при геохронологических исследованиях как магматических пород [Williams et al., 1983; Bostock, Loveridge, 1988; Copeland et al., 1988; van Breemen, Henderson, 1988; Kingsbury et al., 1993], так и метаморфических [Frisch, Hunt, 1988; Smith, Barreiro, 1990; Parrish, 1990; Heaman, Parrish, 1991; Mezger et al., 1992; Ross et al., 1991; Spear, Parrish, 1996]. В большинстве случаев по монациту получают конкордантное или близкое к конкордантному значение возраста магматической или метаморфической кристаллизации, а детритовые зерна монацита иногда сохраняют возрастные метки ранних событий в осадках [Copeland et al., 1988; Parrish, 1990; Ross et al., 1991; Kingsbury et al., 1993]. Чаще монацит встречается в богатых глиноземом породах и менее распространен в кальциевых, где вместо него появляется алланит, апатит или титанит [Parrish, 1990].

Предполагается, что в метаморфизованных осадках с ростом метаморфизма до амфиболитовой и гранулитовой фации повышается количество монацита [Overstreet, 1967; Smith, Barreiro, 1990]. В условиях диагенеза и низкотемпературного метаморфизма монацит считается неустойчивым [Sawka et al., 1986; Smith, Barreiro, 1990], поскольку при низких температурах он распадается на гидрофосфаты рабдофан, флоренсит, которые с повышением температуры могут терять гидроксильную группу и превращаться снова в монацит [Sawka et al., 1986; Smith, Barreiro, 1990]. В связи с такими особенностями поведения изотопной U-Pb системы и образования монацита в метаморфических породах разных фаций возраст этого минерала, скорее всего, отвечает метаморфической кристаллизации.

Температура закрытия ( $T_{\text{зак}}$ ) U-Pb системы монацита точно не известна и оценивается примерно в 700 °C [Copeland et al., 1988; Parrish, 1990; Heaman, Parrish, 1991], но есть сведения о более высокой  $T_{\text{зак}}$ , достигающей ~800 °C [Spear, Parrish, 1996].

Следует отметить, что  $T_{\text{зак}}$  может зависеть от размеров зерен монацита. Например, экспериментальное изучение диффузии свинца в монаците показало, что при остывании не быстрее 1–10 °C/млн лет  $T_{\text{зак}}$  лежит в пределах 550–700 °C [Smith, Giletti, 1997]. Природные

наблюдения не противоречат таким данным. В частности, для района Тивиден в Швеции по двум размерным (<50 и 60–70 мкм) фракциям монацита из гранат-куммигтонитового гнейса были получены два возраста: 1784±1 и 1800±1 млн лет соответственно [Andersson, 1997]. С учетом того, что различие в размерах зерен должно определять скорость диффузии изотопов, У. Андерссон [Andersson, 1997] допускает, что полученные значения возраста отражают разное время закрытия U-Pb системы при остывании породы. Скорость остывания при этом автором оценивается около 3.4 °C/млн лет.

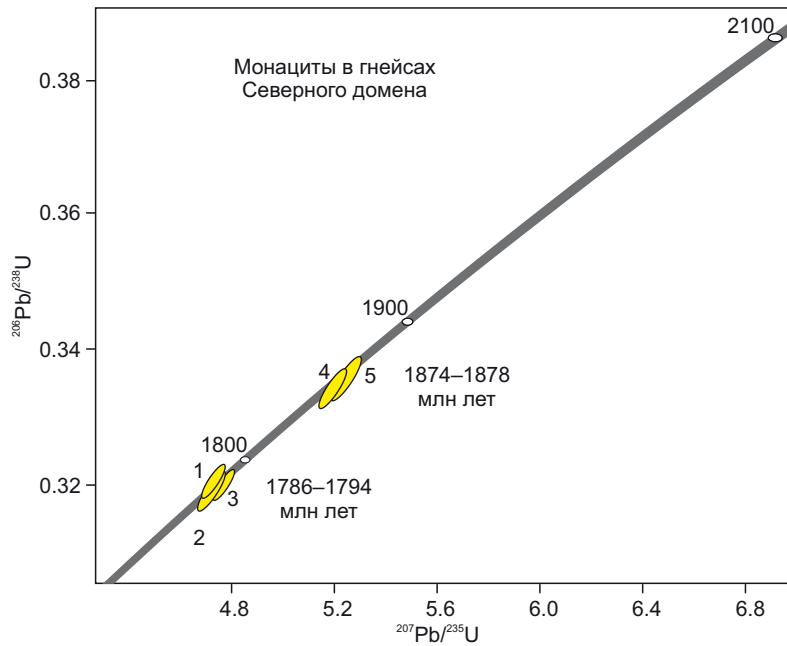
Изученные монациты оказались двух возрастных групп и сопоставляются авторами с ранне- и поздне-свекофенскими событиями в Северном Приладожье: ~1.88 и ~1.79 млрд лет (см. табл. 1). Монацит с конкордантным возрастом 1.878 млрд лет обнаружен в гранат-биотитовых гнейсах, которые подвергались мигматизации, т.е. они фиксируют время мигматитообразования. Этот возраст монацита совпадает с U-Pb SIMS возрастом циркона (1876±12 млн лет) из лейкосом, имеющих также оболочки возраста 1805±18 млн лет [Baltybaev et al., 2009a]. Возраст оболочек циркона в пределах ошибки совпадает с возрастом большинства метаморфогенных монацитов этого района (1.80–1.79 млрд лет) и отвечает времени поздне-свекофенской тектонотермальной активности на окраине Карельского кратона.

Таким образом, выявленные оценки времени метаморфизма и мигматизации (1.88 млрд лет) связываются с раннесвекофенским этапом метаморфизма пород ладожской серии, который широко фиксируется в Южном домене [Baltybaev et al., 2004], т.е. указанные наиболее древние значения возраста монацита интерпретируются как отвечающие времени кристаллизации лейкосом [Baltybaev et al., 2009a] при раннесвекофенском метаморфизме пород. При этом наиболее молодые изученные авторами метаморфогенные монациты образовались ~1794–1786 млн лет назад (см. табл. 1; рис. 3), что характеризует поздне-свекофенскую эндогенную активность в регионе.

Все выявленные значения возраста должны отвечать времени метаморфической кристаллизации монацита, а не времени посткристаллизационного остывания, так как температура блокирования U-Pb системы монацита выше температуры образования изученных пород Северного Приладожья, составляющей 500–650 °C.

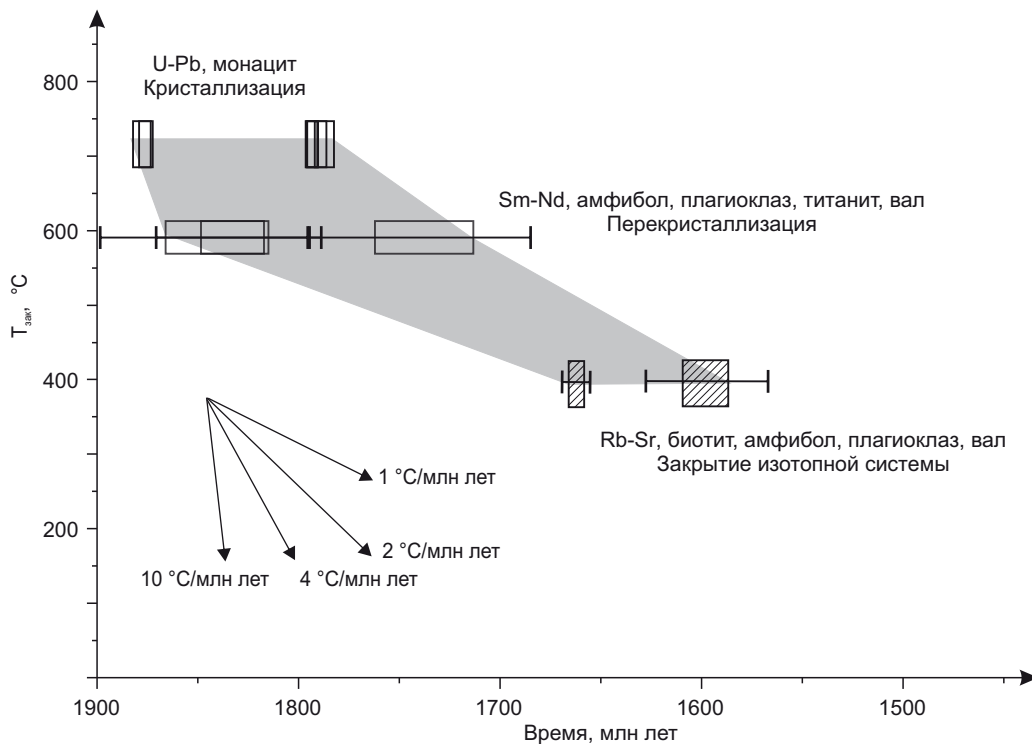
Известно, что основная проблема при интерпретации изотопного возраста минералов связана с сохранностью в них изотопных отношений радиоактивного и дочернего изотопа после кристаллизации. На сегодняшний день нет однозначных сведений о скорости потерь изотопов в большинстве минералов. Очевидно, что сохранность изотопной системы в минералах зависит не только от температурной истории породы, но и в не меньшей степени от таких факторов, как дефектность, морфология и размеры зерен, а также взаимодействие минерала с флюидом.





**Рис. 3.** Результаты U-Pb ID-TIMS датирования монацитов из гнейсов и сланцев Северного домена Приладожья. Измеренные изотопные отношения приведены в Прил. 1, табл. 1.1. Номера эллипсов соответствуют номерам проанализированных проб в табл. 1.

**Fig. 3.** U-Pb ID-TIMS dating results for monazites from gneisses and schists of the Northern domain of the Ladoga region. The measured isotope ratios are given in App. 1, Table 1.1. The numbers of the ellipses correspond to the numbers of the analyzed samples in Table 1.



**Рис. 4.** Температурная кривая остывания пород Северного домена Приладожья. Ниже показаны линии термических градиентов, рассчитанные для разных скоростей остывания. Значения возрастов приведены в табл. 1, 2, 3 и в Прил. 1, табл. 1.1, при их выборе предпочтение отдавалось изохронным возрастам, полученным по трем или более точкам, другие пояснения даны в тексте.

**Fig. 4.** Cooling curve for the rocks of the Northern domain in the Ladoga region. Below are the lines of thermal gradients calculated for different cooling rates. The age estimates given in Tables 1, 2, 3 and in App. 1, Table 1.1 were chosen in preference to isochronous ages obtained from three or more points; other explanations are given in the text.

Изучение изотопного состава минералов часто выявляет достаточно узкие временные диапазоны их кристаллизации в конкретных метаморфических комплексах. При массовом изучении образцов из этих комплексов также было выявлено одинаковое и закономерное поведение изотопных систем в конкретном минерале. Вероятно, из этого следует, что в сохранности изотопной системы ведущую роль играют не локальные и трудно учитываемые факторы, как, например, дефектность или морфология зерен, а более универсальный параметр, которым признается температура закрытия, зависящая от коэффициента активации рассматриваемого элемента, размера зерна и скорости остывания минерала [Dodson, 1973].

Пока затруднительно судить о  $T_{\text{зак}}$  K-Ar, Sm-Nd и Rb-Sr изотопных систем в амфиболах. Предполагается, например, что диффузия Ar в роговой обманке заметно ослабевает только при  $T < 620$  °C, поэтому считается, что эта система может отражать лишь историю охлаждения глубокометаморфизованных пород. В соответствии с этим в раннедокембрийских комплексах K-Ar система амфибола обычно не рассматривается как отражающая стадию магматической или метаморфической кристаллизации этого минерала, и полученный «кажущийся» K-Ar возраст с использованием этой изотопной системы относят к стадии остывания (для роговой обманки  $T_{\text{зак}}$  составляет около 500 °C (например [Harrison, 1982; Mattinson, 1982; Cliff, 1985])).

Что касается закрытия Sm-Nd системы в амфиболах, авторы принимают возможные значения  $T_{\text{зак}}$  в достаточно широком интервале: от 500 до 700 °C (в среднем около 600 °C). Следует отметить, что в этом диапазоне лежат оценки температур метаморфизма изученных пород. Значения реального или кажущегося возраста амфиболов находятся в диапазоне 1.84–1.68 млрд лет (табл. 3; рис. 4).

Rb-Sr возраст биотита указывает на закрытие его изотопной системы 1.84–1.61 млрд лет назад (см. табл. 2; рис. 4). Принимая температуру закрытия Rb-Sr системы в биотите превышающей 300–400 °C [Jenkin et al., 2001 и ссылки в данной работе] и ориентируясь только на изохроны, построенные по более чем двум точкам, можно определить место полученным результатам на кривой остывания пород на диаграмме температура – возраст (рис. 4). Заметный разброс этих возрастов (включая «двухточечные изохроны») может быть обусловлен неодинаковой скоростью остывания при вертикальных перемещениях блоков в разных зонах метаморфизма.

Таким образом, Rb-Sr данные, полученные по биотитам из гнейсов и сланцев, выявляют возрастную диапозон, который отражает время блокирования этой системы в биотитах при достижении температурного порога ~ 350 °C. Альтернативой этому предположению может быть модель повторного прогрева пород до температур, превышающих температуру устойчивости Rb-Sr системы в биотите. Но в таком случае могло происходить новое минералообразование, которое,

хотя и не исключается, но пока не подтверждено минералого-петрографическими наблюдениями.

Наиболее древний Sm-Nd возраст части амфиболов пород Северного домена (1.84–1.83 млрд лет) имеет значения, близкие к U-Pb возрасту монацита, что является свидетельством быстрого остывания пород Северного домена при скорости около 10 °C/млн лет в начале регрессивного тренда (рис. 4).

Наблюдаемые вариации возраста всех датированных минералов могут быть вызваны разными локальными причинами, не только тектоническими. Так, например, одной из причин разной скорости остывания пород могли стать температурные аномалии при внедрении магматических тел основного и кислого состава, которые спорадически встречаются на изученной территории.

Недавно были опубликованы результаты  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирования псевдотахилитов, найденных в Северном Приладожье [Morozov et al., 2020, 2023]. Авторы этих публикаций установили, что широкий возраст интервал формирования псевдотахилитов – 1.59–1.31 млрд лет – можно связать с эксгумацией глубинных пород и проявлением в Юго-Восточной Фенноскандии процессов орогенеза и рифтогенеза. Полученные три значения возраста псевдотахилитов из разных зон метаморфизма – 1595–1588 ( $\pm 14$ ) млн лет в гранулитовой зоне, 1310 $\pm 8$  млн лет в зоне амфиболитовой фации и 1418 $\pm 9$  млн лет в зоне зеленосланцевого метаморфизма – рассматриваются как отражение многократности и одновременности подвижек по разломам в разных доменах Юго-Восточной Фенноскандии при посторогенических событиях. Эти значения возраста согласуются с аналогичным датированием псевдотахилитов в Южной Финляндии (1583 $\pm 5$  млн лет) [Torvela et al., 2008].

Блоковое геологическое строение Северного Приладожья сопоставляют [Morozov et al., 2023] со стилем тектонической эволюции, описанным в терминах концепции «Йо-йо тектоники» [Whitney et al., 2008], характеризующей возвратно-поступательные блоковые перемещения пород по вертикали. Скорость тектонической эксгумации глубинных пород по полученным возрастным данным в работе [Morozov et al., 2020] оценивается приблизительно в 3–4 мм/год на стадии орогенеза и в 0.2–0.3 мм/год на посторогенической стадии.

## 5.2. Последовательность эндогенных событий в регионе и пики эндогенной активности 1.97–1.53 млрд лет назад

Формирование метаморфических комплексов Северного Приладожья и прилегающих территорий охватывает огромный временной интервал с этапами эндогенной активности в протерозое и в меньшей степени – в палеозое (Прил. 1, табл. 1.1).

**Доорогенический этап (2.2–1.9 млрд лет) накопления вулканогенных и осадочных толщ на архейском фундаменте.** В палеопротерозое на архейском фундаменте,

обнажающемся сейчас в ядрах гнейсово-купольных структур Северного Приладожья, формировались платобазальты, которые занимали многие тысячи квадратных километров. На изученной территории эти породы, интерпретируемые как внутриплитные толеиты, в виде амфиболитов сортавальской серии слагают низы протерозойских разрезов. Редкие вулканические породы в вышележащей ладожской серии имеют риолито-дацитовый, трахиандезитовый состав. Они залегают внутри толщи калевийских осадочных пород, которые интерпретируются сейчас как турбидитовые [Shuldiner et al., 2000, и ссылки в этой работе].

**Раннесвекофеннская орогения (1.89–1.85 млрд лет), аккреционно-коллизионные процессы, мантйно-коровый магматизм и термические аномалии.** Этот этап ознаменован коллизией раннепротерозойских островных дуг Свекофеннского подвижного пояса с краем архейского Карельского кратона. Породы Южного домена подверглись метаморфизму гранулитовой фации 1.89–1.87 млрд лет назад [Baltybaev et al., 2004], и примерно в это же время в пределах Северного домена отмечается проявление высокотемпературного метаморфизма с образованием мигматитов (1.88–1.87 млрд лет назад, см. рис. 3). Поздние стадии орогении в Северном Приладожье характеризуются надвиганием гранулитовых комплексов (гранулитов) на более низкотемпературные породы окраины Карельского кратона около 1.86–1.85 млрд лет назад [Baltybaev, Vivdich, 2021; Baltybaev et al., 2023; Polyansky et al., 2023]. Надвиговые тектонические соотношения между свекофеннидами и Карельским кратоном достоверно устанавливаются в Мейерской зоне надвигов. Гранулитовые комплексы и область их распространения отличаются широким развитием интрузивных пород от габбро-норитов и эндербитов до диоритов, плагиогранитов и гранитов. Предположительно, на этом этапе в результате амальгамации юных и зрелых островных дуг сформировались террейны, входящие в состав Свекофеннского подвижного пояса.

**Затухание орогенической активности (~1.86–1.83 млрд лет), кратонизация.** Данный этап отличается почти полным отсутствием эндогенных событий в прикратонной зоне, хотя южнее и юго-западнее (в современных координатах) продолжались тектонотермальные процессы с образованием больших масс коровых гранитов. Например, начал формироваться Транскандинавский магматический пояс [Högdahl et al., 2004]. 1.85–1.86 млрд лет назад в мощной свекофеннской континентальной коре стали, вероятно, возникать сопряженные зоны сжатия и растяжения, развивались глубинные разломы и зоны сдвигов и надвигов. Параллельно с этим в коре образовались очаги анатексиса, в которых появились большие массы высококальциевых и высокоглиноземистых гранитоидов, характерные для заключительных стадий эволюции большинства орогенов.

**Возобновление орогенической позднесвекофеннской активности (1.83–1.79 млрд лет), магматизм,**

**термические аномалии в южной части свекофеннид и тектонотермальная активность в прикратонной шовной зоне.** Позднесвекофеннская активность выразилась в высокотемпературном (до гранулитовой фации) метаморфизме и мигматизации в южной части свекофеннид, что широко проявлено на территории Финляндии и Швеции соответственно [Andersson, 1997]. Термальная активность вызвала генерацию новых порций высококальциевых магм в региональном масштабе, а в Северном Приладожье в этот период формируются посторогенные интрузивные комплексы, отличающиеся весьма широким спектром состава пород [Baltybaev et al., 2000, 2004]. Здесь, кроме пород известково-щелочной серии, образуются магматические комплексы субщелочной и щелочной серии. Тектонотермальные события этого этапа особенно активно проявились в прикратонной зоне взаимодействия свекофеннид с породами окраины архейских кратонов (Карельского и Норрботтен). В Северном домене Приладожья тектонотермальная активизация происходила 1.80–1.79 млрд лет назад, что выявляется при датировании метаморфогенного монацита из гнейсов и сланцев. На региональный характер этой прикратонной эндогенной активизации указывают и результаты изотопного датирования титанита в зоне стыка Карельского кратона с породами Беломорского подвижного пояса, выявившие флюидно-термальную переработку пород также 1.80–1.75 млрд лет назад [Bibikova et al., 1999, 2004].

**Коллапс протерозойского орогена, стабилизация и переход к платформенному режиму (1.79–1.66 млрд лет).** Этот этап можно отнести к режиму постколлизионного поднятия и растяжения с постепенным переходом к платформенному режиму развития. В этот период на рассматриваемой территории продолжалась эксгумация наблюдаемых на современной поверхности пород. Вероятно, к этому этапу следует отнести вышеупомянутый режим «Йо-йо тектоники», характеризующийся разнополярными перемещениями отдельных блоков. В зонах активного проявления динамотермальных процессов происходит перекристаллизация и переуравновешивание катионных систем и Rb-Sr, Sm-Nd изотопных систем в породообразующих и некоторых акцессорных минералах (рис. 4).

**Мезопротерозойский внутриплитный магматизм (1.66–1.53 млрд лет).** Мезо- и неопротерозойский магматизм осуществлялся во внутриплитной геодинамической обстановке [Neymark et al., 1994; Amelin et al., 1997; Rämö et al., 2014; Heinonen et al., 2017]. В регионе Северного Приладожья выделяются несколько стадий этого магматизма, обусловленного как пассивным растяжением в тыловых (удаленных) частях бывших зон субдукции в связи с реорганизацией внутрикратонного литосферного стресса, так и образованием вторичных плюмов, спровоцированных процессами субдукции на уровне раздела между нижней и верхней мантией.



Эволюция тектонического режима этого этапа выражается в смене рифтогенного режима, в ходе которого формировались гигантские анортозит-рапаки-вигранитные батолиты и сравнительно небольшие грабены, выполненные существенно вулканическими бимодальными сериями, а также достаточно крупные существенно осадочные бассейны с подчиненным базитовым вулканизмом. Формирование этих поздних прогибов было обусловлено процессами остывания континентальной литосферы, утоненной в ходе предшествующего растяжения и прогретой в ходе интенсивного мантийно-корового магматизма.

В изученном регионе после внедрения гранитов-рапакиви эндогенная активность сильно снизилась, но не прекратилась окончательно, однако она проявлена локально и в рамках данной работы не рассматривается.

Таким образом, южное обрамление Карельского кратона, сложенное породами архейского и протерозойского возраста, характеризуется рядом эндогенных породообразующих событий и стадийной тектонической активностью, связанной со свекофеннской орогенией и последующими посторогеными событиями. Свекофеннская орогения, которая захватила прилегающую часть архейского Карельского кратона, определила основные черты вещественного и структурного ансамбля метаморфических и магматических комплексов Северного Приладожья. Многообразие складчато-разрывных структур и их систематизация рассматривались недавно в обобщающей работе по разломной тектонике [Burtman, Kolodyazhny, 2020]. Структурный облик геологических комплексов в Северном Приладожье, близкий к современному, сформировался на длительной посторогеной стадии с переходом к платформенному стилю тектоники на фоне осложнения блоковыми перемещениями и локально проявленным рифтогенезом.

## 6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты изучения U-Pb, Sm-Nd и Rb-Sr изотопных систем в минералах метаморфических пород окраины эпиархейского Карельского кратона позволили реконструировать T-t тренд остывания пород Северного домена Приладожья, охватывающий временной интервал примерно от 1.88 до 1.60 млрд лет.

На пике метаморфизма температура достигала 650–700 °C в зоне амфиболитовой фации и 400–550 °C в зоне низкотемпературного метаморфизма при низком и умеренно низком давлении. Соответственно, тренд остывания пород характеризует температурный диапазон от пиковых значений температуры 650–700 °C на момент времени 1.88–1.87 и 1.80–1.79 млрд лет назад (U-Pb возраст монацитов) до 300–400 °C на рубеже 1.70–1.60 млрд лет назад (большая часть Rb-Sr модельных возрастов биотитов).

Снижение температуры пород до этапа формирования гранитов-рапакиви во внутриплитных условиях было неодинаковым в отдельных блоках Северного

домена. Скорость остывания пород была 10–4 °C/млн лет в начале экзугмации и снизилась до 2–1 °C/млн лет в конце. Температурные вариации могут быть обусловлены вертикальными тектоническими перемещениями и сопряженной флюидно-термальной активностью в локальных ослабленных тектонических зонах. Одной из причин разной скорости остывания пород могло быть внедрение магматических тел или наложенные флюидно-термальные процессы в прикратонной зоне, вызвавшие переуравновешивание изотопных систем.

Ведущую роль при формировании структурного облика метаморфических и магматических комплексов региона играла покровно-надвиговая тектоника, сменившаяся дифференциальными вертикально-блоковыми перемещениями, которые были вызваны растяжением во время коллапса Свекофеннского подвижного пояса и позднейшим рифтогенезом.

## 7. БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы искренне признательны В.В. Балаганскому (ГИ КНЦ, г. Апатиты) за ценные замечания, которые были учтены при подготовке данной публикации. Советы по улучшению статьи, предложенные Е.И. Демонтеровой (ИЗК СО РАН, г. Иркутск) и вторым, анонимным, рецензентом, были с благодарностью приняты авторами.

The authors are sincerely grateful to V.V. Balagansky (GI KSC, Apatity city) for preliminary acquaintance with the work and valuable comments that were taken into account in the preparation of this publication. Review of the article and advice on improving it, expressed by E.I. Demonterova (IEC SO RAS, Irkutsk) and an anonymous reviewer were received with gratitude by the authors.

## 8. ЗАЯВЛЕННЫЙ ВКЛАД АВТОРОВ / CONTRIBUTION OF THE AUTHORS

Все авторы внесли эквивалентный вклад в подготовку рукописи, прочли и одобрили финальную версию перед публикацией.

All authors made an equivalent contribution to this article, read and approved the final manuscript.

## 9. РАСКРЫТИЕ ИНФОРМАЦИИ / DISCLOSURE

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов, связанного с этой рукописью.

The authors declare that they have no conflicts of interest relevant to this manuscript.

## 10. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

Amelin Yu.V., Larin A.M., Tucker R.D., 1997. Chronology of Multiphase Emplacement of the Salmi Rapakivi Granite-Anorthosite Complex, Baltic Shield: Implications for Magmatic Evolution. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 127, 353–368. <https://doi.org/10.1007/s004100050285>.

Andersson U.B., 1997. The Late Svecofennian, High-Grade Contact and Regional Metamorphism in Southwestern

Bergslagen (Central Southern Sweden). Geological Survey of Sweden Final Report 970519, 36 p. <https://doi.org/10.13140/2.1.5088.5920>.

Baltybaev Sh.K., 2013. Svecofennian Orogen of the Fennoscandian Shield: Compositional and Isotopic Zoning and Its Tectonic Interpretation. *Geotectonics* 47, 452–464. <https://doi.org/10.1134/S0016852113060022>.

Baltybaev Sh.K., Glebovitskii V.A., Kozyreva I.V., Konopelko D.L., Levchenkov O.A., Sedova I.S., Shuldiner V.I., 2000. *Geology and Petrology of the Svecofennides of the Ladoga Region*. Saint Petersburg University Press, Saint Petersburg, 200 p. (in Russian) [Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Козырева И.В., Конопелько Д.Л., Левченков О.А., Седова И.С., Шульдинер В.И. Геология и петрология свекофеннид Приладожья. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2000. 200 с.].

Baltybaev Sh.K., Glebovitskii V.A., Kozyreva I.V., Shuldiner V.I., 1996. The Meyeri Thrust: The Main Element of the Suture at the Boundary between the Karelian Craton and the Svecofennian Belt in the Ladoga Region of the Baltic Shield. *Doklady Earth Sciences* 348 (4), 581–584.

Baltybaev Sh.K., Levchenkov O.A., Berezhnaya N.G., Levskii L.K., Makeev A.F., Yakovleva S.Z., 2004. Age and Duration of Svecofennian Plutono-Metamorphic Activity in the Ladoga Area, Southeastern Baltic Shield. *Petrology* 12 (4), 330–47.

Baltybaev Sh.K., Levchenkov O.A., Glebovitskii V.A., Rizvanova N.G., Fedoseenko A.M., Larionov A.N., Makeev A.F., 2009a. U-Pb Geochronology of Migmatite Leucosomes Based on Zircon SIMS Measurements and Correlation with TIMS-ID Data on Monazite. *Doklady Earth Sciences* 427, 943–946. <https://doi.org/10.1134/S1028334X09060129>.

Baltybaev Sh.K., Levchenkov O.A., Levskii L.K., 2009b. Svecofennian Belt of the Fennoscandia: Spatiotemporal Correlation of the Early Proterozoic Endogenous Processes. *Nauka, Saint Petersburg*, 328 p. (in Russian) [Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А., Левский Л.К. Свекофеннский пояс Фенноскандии: пространственно-временная корреляция раннепротерозойских эндогенных процессов. СПб.: Наука, 2009. 328 с.].

Baltybaev Sh.K., Rizvanova N.G., Kuznetsov A.B., Petrakova M.E., Vivdich E.S., 2023. Late Orogenic Granitoids of the Tervu Agmatitic Zone in the Southeastern Part of the Svecofennian Belt (Northern Ladoga Area, Russia). *Doklady Earth Sciences* 511, 685–691. <https://doi.org/10.1134/S1028334X23600561>.

Baltybaev Sh.K., Vivdich E.S., 2021. Evolution of the Meyeri Thrust Zone of the Northern Ladoga Region (Republic of Karelia, Northwest Russia): PT Conditions for the Formation of Mineral Parageneses and Geodynamic Reconstructions. *Geotectonics* 55, 502–515. <https://doi.org/10.1134/S0016852121040038>.

Bibikova E.V., Bogdanova S.V., Glebovitsky V.A., Claesson S., Skiöld T., 2004. Evolution of the Belomorian Belt: Nordsim U-Pb Zircon Dating of the Chupa Paragneisses, Magmatism, and Metamorphic Stages. *Petrology* 12 (3), 195–210.

Bibikova E.V., Slabunov A.I., Bogdanova S.V., Skiöld T., Stepanov V.S., Borisova E.Yu., 1999. Early Magmatism of the

Belomorian Mobile Belt, Baltic Shield: Lateral Zoning and Isotopic Age. *Petrology* 7 (2), 123–146.

Bostock H.H., Loveridge W.D., 1988. Geochronology of the Taltson Magmatic Zone and Its Eastern Cratonic Margin, District of Mackenzie. Geological Survey of Canada 88 (2), 59–65. <https://doi.org/10.4095/126603>.

Burtman V.S., Kolodyazhny S.Yu., 2020. Fault Systems in the Upper Crust of the Fennoscandian Shield, the East-European Platform. *Geodynamics & Tectonophysics* 11 (4), 756–769 (in Russian) [Буртман В.С., Колодяжный С.Ю. Системы разломов в верхней коре Фенноскандинавского щита Восточно-Европейской платформы // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т. 11. № 4. С. 756–769]. <https://doi.org/10.5800/GT-2020-11-4-0505>.

Cliff R.A., 1985. Isotopic Dating in Metamorphic Belts. *Journal of Geological Society of London* 142 (1), 97–110. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.142.1.0097>.

Copeland P., Parrish R.R., Harrison T.M., 1988. Identification of Inherited Radiogenic Pb in Monazite and Implications for U-Pb Systematics. *Nature* 333, 760–763. <https://doi.org/10.1038/333760a0>.

Dodson M.H., 1973. Closure Temperature in Cooling Geochronological and Petrological Systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 40, 259–274. <https://doi.org/10.1007/BF00373790>.

Frisch T., Hunt P.A., 1988. U-Pb Zircon and Monazite Ages from the Precambrian Shield of Ellesmere and Devon Islands, Arctic Archipelago. Geological Survey of Canada 88 (2), 117–125. <https://doi.org/10.4095/126609>.

Gaál G., Gorbatshev R., 1987. An Outline of the Precambrian Evolution of the Baltic Shield. *Precambrian Research* 35, 15–25. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(87\)90044-1](https://doi.org/10.1016/0301-9268(87)90044-1).

Gorbunov I.A., Balagansky V.V., 2022. Spiral-Shaped Fabrics in Metamorphic Rocks: A New Example of Rotation during Progressive Deformation. *Journal of Structural Geology* 159, 104590. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2022.104590>.

Harrison T.M., 1982. Diffusion of <sup>40</sup>Ar in Hornblende. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 78, 324–331. <https://doi.org/10.1007/BF00398927>.

Heaman L.M., Parrish R., 1991. U-Pb Geochronology of Accessory Minerals. In: L. Heaman, J.N. Ludden (Eds), *Applications of Radiogenic Isotopes Systems to Problems in Geology*. Short Course Handbook. Vol. 19. Mineralogical Association of Canada, p. 59–102.

Heinonen A.P., Rämö O.T., Mänttari I., Andersen T., Larjamo K., 2017. Zircon as a Proxy for the Magmatic Evolution of Proterozoic Ferroan Granites; the Wiborg Rapakivi Granite Batholith, SE Finland. *Journal of Petrology* 58 (12), 2493–2517. <https://doi.org/10.1093/petrology/egy014>.

Högdahl K., Andersson U.B., Eklund O. (Eds), 2004. *The Transcandinavian Igneous Belt (Tib) in Sweden: A Review of Its Character and Evolution*. Geological Survey of Finland Special Paper 37, Espoo, 123 p.

Jenkin G.R.T., Ellam R.M., Rogers G., Stuart F.M., 2001. An Investigation of Closure Temperature of the Biotite Rb-Sr System: The Important of Cation Exchange. *Geochimica*

et *Cosmochimica Acta* 65 (7), 1141–1160. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(00\)00560-3](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(00)00560-3).

Kingsbury J.A., Miller C.F., Wooden J.L., Harrison T.M., 1993. Monazite Paragenesis and U-Pb Systematics in Rocks of the Eastern Mojave Desert, California, U.S.A.: Implications for Thermochronometry. *Chemical Geology* 110 (1–3), 147–167. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(93\)90251-D](https://doi.org/10.1016/0009-2541(93)90251-D).

Kretz R., 1983. Symbols for Rock-Forming Minerals. *American Mineralogist* 68 (1–2), 277–279.

Krogh T.E., 1973. A Low-Contamination Method for Hydrothermal Decomposition of Zircon and Extraction U and Pb for Isotopic Age Determinations. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 37 (3), 485–494. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(73\)90213-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(73)90213-5).

Ludwig K.R., 1991. PbDat 1.21 for MS-DOS: A Computer Program for IBM-PC Compatibles for Processing Raw Pb-U-Th Isotope Data. Version 1.07. U.S. Geological Survey Open File Report, 35 p.

Ludwig K.R., 2001. User's Manual for ISOPLOT/EX, Version 2.49. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication 1a, 55 p.

Mattinson J.M., 1982. U-Pb "Blocking Temperatures" and Pb Loss Characteristics in Young Zircon, Sphene and Apatite. In: Abstracts with Programs of the 95th GSA Annual Meeting (October 18–21, 1982, New Orleans, USA). Vol. 14. GSA, 08946.

Mezger K., Essene E.J., Halliday A.N., 1992. Closure Temperature of the Sm-Nd System in Metamorphic Garnets. *Earth and Planetary Science Letters* 113, 397–409. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(92\)90141-H](https://doi.org/10.1016/0012-821X(92)90141-H).

Mikova J., Denkova P., 2007. Modified Chromatographic Separation Scheme for SR and ND Isotope Analysis in Geological Silicate Samples. *Journal of Geosciences* 52 (3–4), 221–226. <https://doi.org/10.3190/jgeosci.015>.

Morozov Yu.A., Matveev M.A., Smulskaya A.I., Kulakovskiy A.L., 2023. Post-Tectogenic Events and Exhumation Processes in the Svekokareliids of the Ladoga Region. *Doklady Earth Sciences* 511, 139–148. <https://doi.org/10.1134/S1028334X23600846>.

Morozov Yu.A., Yudin D.S., Travin A.V., Matveev M.A., Kulakovskiy A.L., Smulskaya A.I., 2020. The First Discovery of Pseudotachylytes in the Paleoproterozoic Ladoga Zonal Metamorphosed Complex of Fennoscandia and Their  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Dating. *Doklady Earth Sciences* 493, 485–489. <https://doi.org/10.1134/S1028334X20070119>.

Neymark L.A., Amelin Yu.V., Larin A.M., 1994. Pb-Nd-Sr Isotopic and Geochemical Constraints on the Origin of the 1.54–1.56 Ga Salmi Rapakivi Granite-Anorthosite Batholith (Karelia, Russia). *Mineralogy and Petrology* 50, 173–193.

Overstreet W.C., 1967. The Geologic Occurrence of Monazite. Geological Survey Professional Paper 530, 327 p.

Parrish R.R., 1990. U-Pb Dating of Monazite and Its Application to Geological Problems. *Canadian Journal of Earth Sciences* 27 (11), 1431–1450. <https://doi.org/10.1139/e90-152>.

Polyansky O.P., Baltybaev S.K., Babichev A.V., 2023. A Combined Model of the Diapiric and Collisional Formation Mechanism of the Paleoproterozoic Granite-Migmatite-

Gneiss Domes of the Svecofennian Belt. *Geodynamics & Tectonophysics* 14 (4), 0715 (in Russian) [Полянский О.П., Балтыбаев Ш.К., Бабичев А.В. Комбинированная модель диапирового и коллизионного механизма формирования гранит-мигматит-гнейсовых куполов Свекофеннского пояса в палеопротерозое // Геодинамика и тектонофизика. 2023. Т. 14. № 4. 0715]. <https://doi.org/10.5800/GT-2023-14-4-0715>.

Rämö O.T., Turkki V., Mänttari I., Heinonen A., Larjamo K., Lahaye Y., 2014. Age and Isotopic Fingerprints of Some Plutonic Rocks in the Wiborg Rapakivi Granite Batholith with Special Reference to the Dark Wiborgite of the Ristisaari Island. *Bulletin of the Geological Society of Finland* 86 (2), 71–91. <https://doi.org/10.17741/bgsf/86.2.002>.

Ross G.M., Parrish R.R., Dudás F.Ö., 1991. Provenance of the Bonner Formation (Belt Supergroup), Montana: Insights from U-Pb and Sm-Nd Analyses of Detrital Minerals. *Geology* 19 (4), 340–343. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1991\)019%3C0340:POTBFB%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1991)019%3C0340:POTBFB%3E2.3.CO;2).

Savatenkov V.M., Morozova I.M., Levsky L.K., 2004. Behavior of the Sm-Nd, Rb-Sr, K-Ar, and U-Pb Isotopic Systems during Alkaline Metasomatism: Fenites in the Outer-Contact Zone of an Ultramafic-Alkaline Intrusion. *Geochemistry International* 42 (10), 899–920.

Sawka W., Banfield J.F., Chappell B.W., 1986. A Weathering-Related Origin of Widespread Monazite in S-Type Granites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 50 (1), 171–175. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(86\)90062-1](https://doi.org/10.1016/0016-7037(86)90062-1).

Shuldiner V.I., Levchenkov O.A., Yakovleva S.Z., Makeev A.F., Komarov A.N., Konopel'ko D.L., Baltybaev Sh.K., Kozyreva I.V., 2000. The Late Karelian in the Stratigraphic Scale of Russia: Determination of Its Lower Boundary and Regional Units in the Stratotype Area. *Stratigraphy and Geological Correlation* 8 (6), 544–557.

Smith H.A., Barreiro B., 1990. Monazite U-Pb Dating of Staurolite Grade Metamorphism in Pelitic Schists. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 105, 602–615. <https://doi.org/10.1007/bf00302498>.

Smith H.A., Giletti B.J., 1997. Lead Diffusion in Monazite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61 (5), 1047–1055. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(96\)00396-1](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(96)00396-1).

Spear F.S., Parrish R.R., 1996. Petrology and Cooling Rates of the Valhalla Complex, British Columbia, Canada. *Journal of Petrology* 37 (4), 733–765. <https://doi.org/10.1093/petrology/37.4.733>.

Stacey J.S., Kramers J.D., 1975. Approximation of Terrestrial Lead Isotope Evolution by a Two-Stage Model. *Earth and Planetary Science Letters*, 26 (2), 207–221. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(75\)90088-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(75)90088-6).

Steiger R.H., Jäger E., 1977. Subcommittee on Geochronology: Convention on the Use of Decay Constants in Geo- and Cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 36 (3), 359–362. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(77\)90060-7](https://doi.org/10.1016/0012-821X(77)90060-7).

Tanaka T., Kamioka H., Togashi S., Dragusanu C., 2000. JNdi-1: A Neodymium Isotopic Reference in Consistency with Lajolla Neodymium. *Chemical Geology* 168 (3–4), 279–281. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(00\)00198-4](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(00)00198-4).



Torvela T., Mänttari I., Hermansson T., 2008. Timing of Deformation Phases within the South Finland Shear Zone, SW Finland. *Precambrian Research* 160 (3–4), 277–298. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.08.002>.

Van Breemen O., Henderson J.B., 1988. U-Pb Zircon and Monazite Ages from the Eastern Slave Province and the Thelon Tectonic Zone, Artillery Lake, N.W.T. In: *Radiogenic Age and 1359 Isotopic Studies, Report 2*. Geological Survey of Canada, Paper 88-2, 73–83.

Vermeesch P., 2018. IsoplotR: A Free and Open Toolbox for Geochronology. *Geoscience Frontiers* 9 (5), 1479–1493. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.04.001>.

Villa I.M., De Bievre P., Holden N.E., Renne P.R., 2015. IUPAC–IUGS Recommendation on the Half-Life of <sup>87</sup>Rb. *Geo-*

*chimica et Cosmochimica Acta* 164, 382–385. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2015.05.025>.

Whitney D., Umhoefer P., Teyssier C., Fayon A., 2008. Yo-Yo Tectonics of the Niğde Massif during Wrenching in Central Anatolia. *Turkish Journal of Earth Sciences* 17, 209–217.

Williams I.S., Compston W., Chappell B.W., 1983. Zircon and Monazite U-Pb Systems and the Histories of I-Type Magmas, Berridale Batholith, Australia. *Journal of Petrology* 24 (1), 76–97. <https://doi.org/10.1093/petrology/24.1.76>.

Winkler H.G.F., 1976. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer, New York, 334 p. <https://doi.org/10.1007/978-1-4615-9633-2>.

## ПРИЛОЖЕНИЕ 1 / APPENDIX 1

**Таблица 1.1.** Пики эндогенной активности и их отражение в изотопных системах минералов  
**Table 1.1.** The peaks of endogenous activity and their reflection in the mineral isotope systems

Пики эндогенной активности, млрд лет	Геологические события	Минералообразование и геохронологические маркеры события
~2.00–1.89	Накопление вулканогенных и осадочных толщ сортавальской и ладожской серии на архейском фундаменте	Кристаллизация циркона в вулканитах среднего и кислого состава и U-Pb система в них
1.90–1.86	Раннесвекофеннская орогения, аккреционно-коллизийные процессы, региональная складчатость, мантийно-коровый магматизм – преимущественное развитие габбро-плагиогранитных плутонов, термические аномалии, гранулитовые комплексы	Кристаллизация циркона и монацита в магматических и метаморфических породах и U-Pb система в них. Pb-Pb система в силлиманите
1.86–1.83	Затухание орогенической активности первой стадии в прикратонной зоне свекофенид. Преимущественно блоковые перемещения при хрупкопластичном состоянии метаморфических и метаинтрузивных пород. Вывод глубинных пород к поверхности по системе надвигов (тектоническая эксгумация)	–
1.83–1.79	Плутонометаморфизм в южной зоне свекофенид (главным образом на территории Южной Швеции и Финляндии), коровый гранитный магматизм, термические аномалии, гранулитовый метаморфизм, утолщение новообразованной свекофеннской коры (бассейны Бергслаген в Швеции и Турку, Сулкава, Усима в Финляндии)	Кристаллизация циркона и монацита в магматических и метаморфических породах и U-Pb система в них
1.80–1.79	Тектонотермальная активность и метаморфизм в прикратонной шовной зоне в результате взаимодействия кратонизированной части Свекофенского подвижного пояса с краем Карельского кратона. Формирование плутонов широкого спектра составов	Кристаллизация циркона и монацита в магматических и метаморфических породах. U-Pb система в этих минералах. Sm-Nd система в гранате. Pb-Pb система в силлиманите. Rb-Sr система в амфиболе и титаните
1.79–1.66	Стабилизация и переход к платформенному режиму. Вертикальные и горизонтальные сводово-блоковые движения	Перекристаллизация минералов и переуравновешивание катионных и изотопных систем ряда минералов (монацит, амфиболы, титанит, биотит)
1.65–1.53	Дискретный анортозит-рапакивигранитный внутриплитный магматизм (Выборгский и Салминский батолиты). Псевдотахилиты. Начальная стадия заложения рифтогенной Пашско-Ладожской грабен-синклинали с последующим накоплением осадочных толщ	Кристаллизация циркона и бадделеита в магматических породах и U-Pb система в них