

УДК 551.24+551.71+551.72 (470.21)

РАННИЙ ДОКЕМБРИЙ КОЛЬСКОГО РЕГИОНА (СЕВЕРО-ВОСТОК ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА)

В. В. Балаганский

*Геологический институт Федерального научного центра «Кольский научный центр РАН»
(ул. Ферсмана, 14, Апатиты, Россия, 184209)*

В истории архейской коры Кольского региона выделяются несколько этапов. 1) Становление гранитоидных и ТТГ комплексов и их переработка (~2,9–2,76 млрд лет). 2) Образование зеленокаменных поясов и их переработка: Колмозеро-Вороньинско-Урагубского, 2,83–2,79 млн лет; Оленегорского, 2,81–2,76 млрд лет (одно-временно с ТТГ-породами севера Беломорской провинции, 2,83–2,76 млрд лет) и Воче-Ламбинского, ~2,72 млрд лет. 3) Посторогенный этап в Кейвском террейне: кислые вулканы, щелочные граниты (все А-типа) и анортозиты, 2,68–2,66 млрд лет. Беломорские архейские эклогиты остаются дискуссионными. Палеопротерозойская история региона – это яркий пример проявления двух главных в палеопротерозое Земли событий: континентального рифтогенеза (2,5–2,0 млрд лет, формирование крупной магматической провинции и Печенга-Имандра-Варзугского палеорифта с короткими импульсами магматизма) и роста ювенильной коры в орогенных поясах (2,0–1,8 млрд лет). Палеопротерозойская ювенильная кора образовалась в ядре Лапландско-Кольского коллизионного орогена, относящегося к типу *mixed-hot orogen*. Его история включает раскрытие океана красноморского типа (~2,0–1,97 млрд лет), субдукцию и рост коры (1,98–1,92 млрд лет; позднее надвигание или образование орокллина, 1,86 млрд лет), коллизию (1,93–1,91 млрд лет), быструю эксгумацию ядра орогена (начало декомпрессии 1,90 млрд лет назад) и медленную его юго-западного форланда. Кроме глубинных надвигов в орогенном ядре палеопротерозойская коллизия проявилась как тектоника сорванной средней коры в Кейвском террейне. Палеопротерозойские эклогиты образовались ~ 1,91 млрд лет назад в результате либо тектонического увеличения мощности коры, либо субдукции. Эти данные могут расширить наши представления о неоархейском суперконтиненте Кенорленд и палеопротерозойском суперконтиненте Колумбия (Нуна, Нена).

Ключевые слова: архей; палеопротерозой; орогенез; Кольский регион; Фенноскандинавский щит

Для цитирования: Балаганский В. В. Ранний докембрий Кольского региона (северо-восток Фенноскандинавского щита) // Труды Карельского научного центра РАН. 2026. № 2. С. 45–72. doi: 10.17076/geo2258

Финансирование. Финансовое обеспечение исследований осуществлялось из средств федерального бюджета на выполнение государственного задания ГИ КНЦ РАН, тема НИР FMEZ-2024-0006.

V. V. Balagansky. EARLY PRECAMBRIAN IN THE KOLA REGION (NORTHEASTERN FENNOSCANDIAN SHIELD)

Geological Institute, Kola Science Centre, Russian Academy of Sciences (14 Fersman St., 184209 Apatity, Russia)

The Archean rock record of the Kola region consists of several stages: (1) Formation of granitoid and TTG complexes and their reworking (~2.9–2.76 Ga). (2) Development of greenstone belts and their reworking: Kolmozero–Voron'ya–Ura-Guba, 2.83–2.79 Ga; Olenegorsk, 2.81–2.76 Ga (simultaneously with TTG rocks in the northern Belomorian Province, 2.83–2.76 Ga); Voche-Lambina, ~2.72 Ga. (3) Post-orogenic stage in the Keivy Terrane: acid volcanics, alkaline granites (all A-type), and anorthosites, 2.68–2.66 Ga. Archean Belomorian eclogites remain disputable. The Paleoproterozoic history of this region exemplifies two most significant events of the Paleoproterozoic era in Earth's history: continental rifting (2.5–2.0 Ga, development of large igneous provinces and the Pechenga–Imandra-Varzuga paleorift with short magmatic pulses) and growth of juvenile crust in orogenic belts (2.0–1.8 Ga). Paleoproterozoic juvenile crust was formed in the core of the Lapland-Kola collisional mixed-hot orogen. Its history consists of the opening of an oceanic Red Sea type basin (2.0–1.97 Ga), subduction and crustal growth (1.98–1.92 Ga), collision (1.93–1.91 Ga and 1.86 Ga, later local thrusting or orocline development), rapid exhumation of the orogenic core (decompression began at 1.90 Ga), and slow exhumation of the southwestern foreland. In addition to deep thrusts in the orogenic core, the Keivy Terrane experienced the tectonics of the detached middle crust. Paleoproterozoic eclogites were formed at ~1.91 Ga and resulted from tectonic crustal thickening or subduction. These findings can broaden our horizons regarding the Neoarchean Kenorland supercontinent and the Paleoproterozoic Columbia supercontinent (Nuna, Nena).

Keywords: Archean; Paleoproterozoic; orogenesis; Kola region; Fennoscandian Shield

For citation: Balagansky V. V. Early Precambrian in the Kola region (northeastern Fennoscandian Shield). *Trudy Karelskogo nauchnogo tsentra RAN = Transactions of the Karelian Research Centre RAS*. 2026. No. 2. P. 45–72. doi: 10.17076/geo2258

Funding. This study was funded from the federal budget under state assignment to the Geological Institute of the Kola Science Centre RAS within the research theme FMEZ-2024-0006.

Введение

Результаты исследований архейских кратонов и палеопротерозойских орогенов, слагающих раннедокембрийские щиты, являются основой для понимания эволюции раннедокембрийской литосферы и причинно-следственных связей между эволюцией литосферы и образованием и ростом ювенильной земной коры. В этом отношении Кольский регион, расположенный в северо-восточной части Фенноскандинавского щита (рис. 1), является благоприятным объектом, так как в нем присутствуют все типичные раннедокембрийские структуры: архейские кратоны, гранулитогнейсовые области и зеленокаменные пояса, а также палеопротерозойские рифтогенные и орогенные пояса. Кроме этого, геологическая история Кольского региона содержит информацию как об архейской, так и о палеопротерозойской тектонике, отсутствующую в других структурах Фен-

носкандинавского щита. Так, например, архейские метаморфические комплексы низкобарической гранулитовой и высокобарической амфиболитовой фаций соответственно в Кольской и Беломорской провинциях могут быть прототипами компонентов парных метаморфических поясов фанерозоя (рис. 1). В данной работе кратко освещаются основные характеристики перечисленных структур с акцентом на их некоторые важные отличительные черты, которые могут расширить наши представления не только об эволюции литосферы, но и о раннедокембрийских суперконтинентах – неоархейском Кенорленд и палеопротерозойском Колумбия (Нуна, Нена).

Краткий геологический очерк

Образование и главный рост раннедокембрийской континентальной коры Кольского региона происходили в позднем мезоархее и

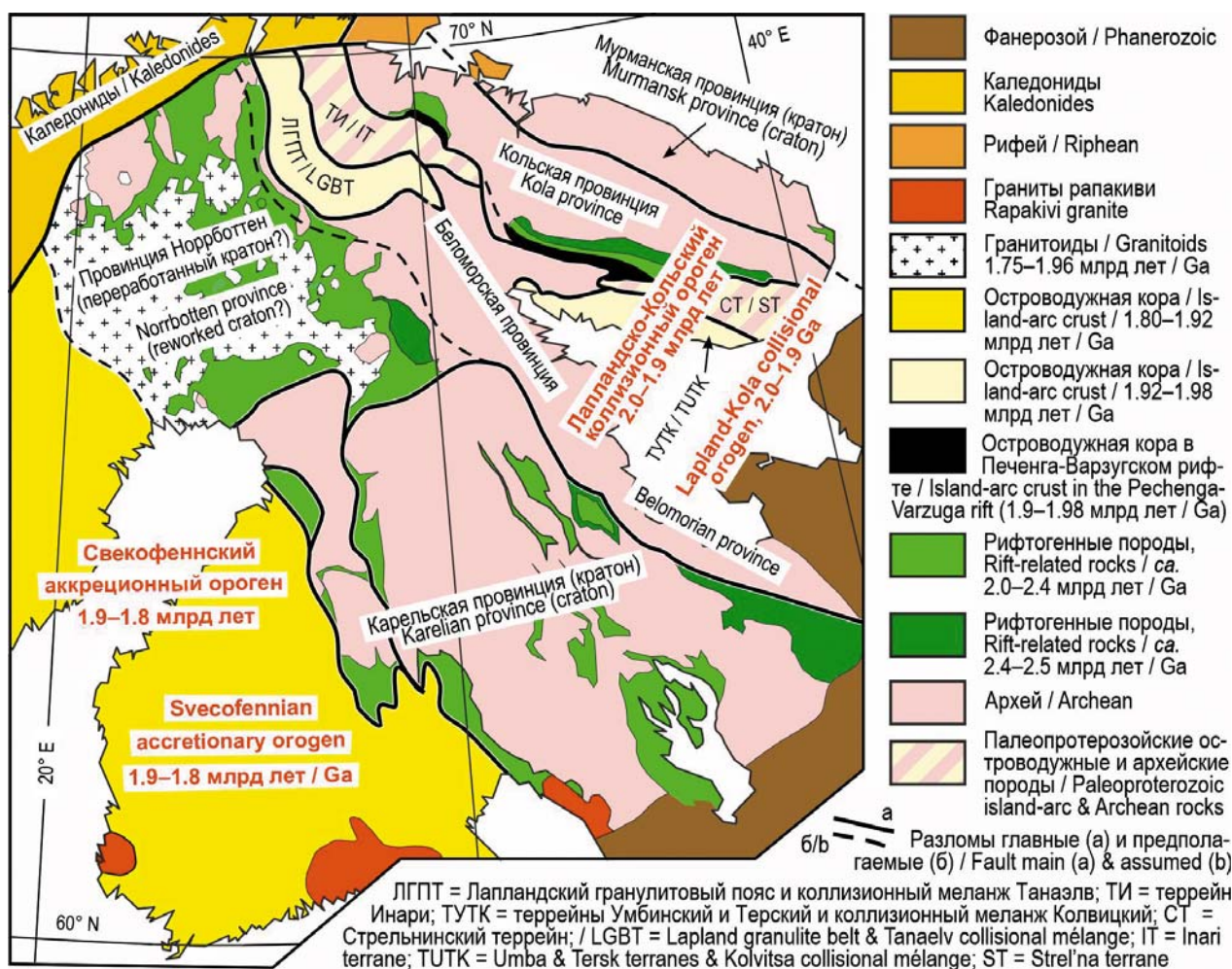


Рис. 1. Схематическая геологическая карта и главные тектонические структуры Фенноскандинавского щита
Fig. 1. Schematic geological map and main tectonic structures of the Fennoscandian Shield

неоархее [Слабунов и др., 2006; Глубинное..., 2010; Сорохтин др., 2024]. Ее рост продолжался в палеопротерозое сначала за счет рифтогенных вулканитов и комплементарных интрузий и даек [Имандра..., 1982; Магматизм..., 1995; Ранний..., 2005; Stepanova et al., 2022], а затем за счет островодужных магматических и ассоциирующих с ними осадочных пород [Daly et al., 2006]. И архейские, и палеопротерозойские пара- и ортопороды обнаруживают незначительную примесь палеоархейского и эоархейского материала, выявленного по деитриновым и ксеногенным цирконам [Бриджуотер и др., 1999; Мыскова и др., 2005; Смолькин и др., 2020; Bayanova et al., 2020] и Sm-Nd модельным возрастам [Серов и др., 2022]. По глубинным скоростным разрезам и данным электрозондирования выявлено двухслойное строение коры с границей между слоями на глубинах 11–15 км при ее мощности от 33 до 40 км [Адушкин и др., 2021]. Мощность

литосферы региона оценивается в 200–250 км [Литосфера..., 1993], варьирует от ~180 км на его северо-западе до ~210 км на востоке и ~250 км на юго-западе в Беломорской провинции [Artemieva, 2007] и является обычной для древних щитов [Artemieva, 2006].

Архей

Беломорская провинция

Беломорская провинция (рис. 2) всесторонне изучается со второй половины прошлого столетия [Шуркин и др., 1962; Володичев, 1990; Ранний..., 2005; Слабунов, 2008]. Сейчас она рассматривается как полициклический орогенный пояс, возникший в результате архейской беломорской аккреционно-коллизионной орогении (конец мезоархей – неоархей) [Слабунов, 2008] и переработанной во время палеопротерозойской лапландско-кольской

ПП, ИВП = Печенгский и Имандра-Варзугский пояса палео-PR рифта Полмак-Пасвик-Печенга-Имандра-Варзуга. О, ВЧ ★, КВ = AR Оленегорский, Воче-Ламбинский и Колмозеро-Вороньинский зеленокаменные пояса. КТ = конгломераты кандалакшской толщи. Белые линии – сuture (взбросы и надвиги), ограничивающие ядро палео-PR Лапландско-Кольского орогена. ПП, ИВП = Pechenga & Imandra-Varzuga belts of the Paleoproterozoic Polmak-Pasvik-Pechenga-Imandra/Varzuga rift. О, ВЧ ★, КВ = Archean Olenegorsk, Voche-Lambina, & Kolmozero-Voroniya greenstone belts. КТ = conglomerates of the Kandalaksha sequence. White line = suture (reverse & thrust fault) bordering the core of the Paleoproterozoic Lapland-Kola collisional orogen

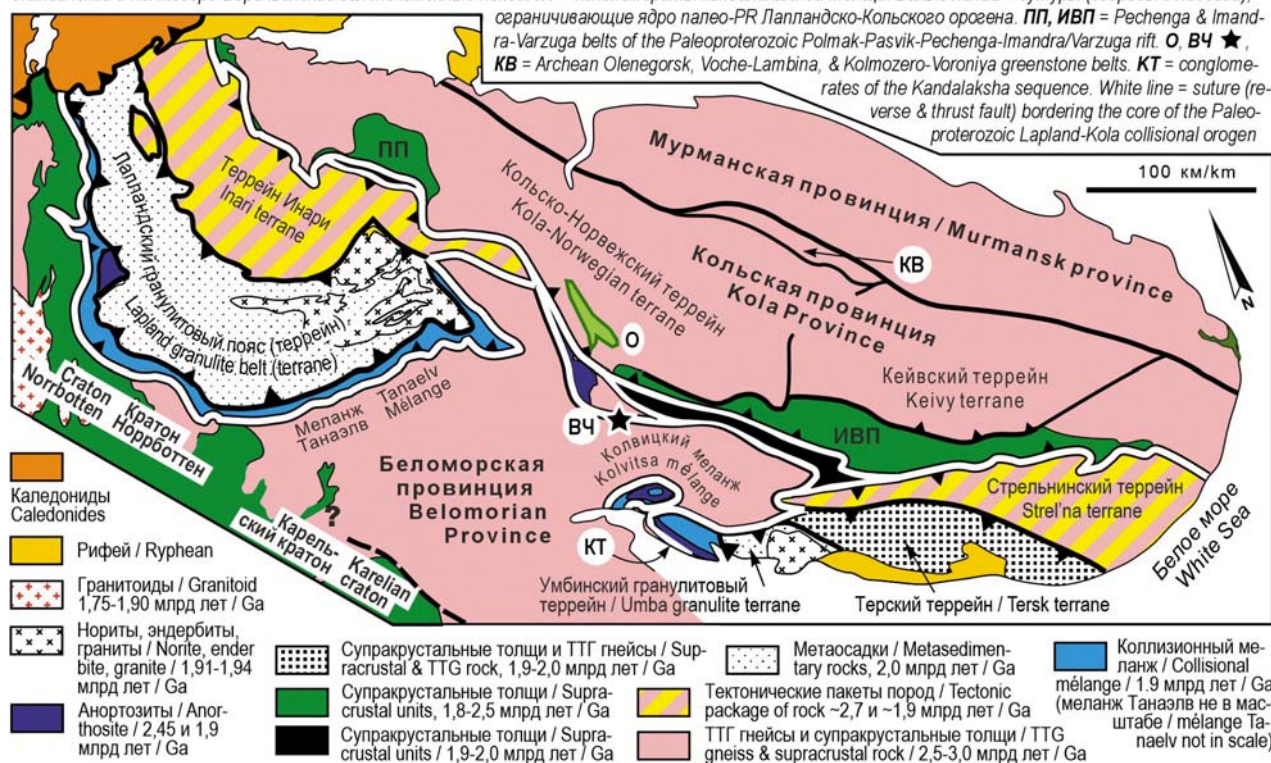


Рис. 2. Главные тектонические структуры северной части Фенноскандинавского щита (по [Балаганский и др., 2006] с незначительными изменениями)

Fig. 2. Main tectonic structures of the northern Fennoscandian Shield (after [Balagansky et al., 2006], slightly modified)

коллизии [Daly et al., 2006]. Современный этап ее изучения вызван открытием в ней эклогитов [Володичев и др., 2004]. Одни эклогиты являются палеопротерозойскими, причем в них описаны реликты эклогитового метаморфизма, предполагающие глубинную «холодную» субдукцию современного типа [Li et al., 2025]. Другие эклогиты интерпретируются как архейские, что, однако, является предметом дискуссий [Слабунов и др., 2021].

Другой особенностью беломорских пород является то, что они почти на всех этапах их развития испытали высокобарический метаморфизм амфиболитовой фации [Володичев и др., 2004]. Большая часть Беломорской провинции сложена ТТГ-гнейсами с пластами амфиболитов и гранат-биотитовых и кианит-гранат-биотитовых парагнейсов (все они имеют мезо- и неоархейский возраст). На западе провинции развиты архейские зеленокаменные пояса [Слабунов, 2008 и ссылки в ней]. В начале палеопротерозоя внедрились многочисленные базиты лерцолит-габбро-норитового комплекса [Шуркин и др., 1962; Stepanova

et al., 2022], в его конце образовались керамические и слюдоносные пегматиты [Шуркин и др., 1962].

Самая северная часть Беломорской провинции находится в Кольском регионе, и ее строение и геологическая история не имеют принципиальных отличий от таковых всей провинции, описанных в работах [Шуркин и др., 1962; Володичев, 1990; Ранний..., 2005; Слабунов, 2008]. Поэтому ниже будет рассмотрен только неоархейский Воче-Ламбинский зеленокаменный пояс (ВЛЗП) (рис. 2). Данные по этому поясу доказывают проявление в Беломорской провинции: (1) двух архейских орогений, (2) глубинных деформаций растяжения в начале палеопротерозоя и (3) палеопротерозойских орогенных деформаций и мигматитов.

Воче-Ламбинский район сложен гранитогнейсовым инфракомплексом, который является фундаментом для ВЛЗП, выделявшегося ранее как супракомплекс [Воче-Ламбинский..., 1991] и сложенного кислыми, средними и основными метавулканитами с подчиненными метаосадочными породами, включая

метаконгломераты («мета» далее опускается). Доминирующая часть фундамента – это мигматизированные ТТГ-гнейсы. ВЛЗП сложен четырьмя толщами, состоящими из биотитовых и амфибол-биотитовых ортогнейсов кислого и среднего состава, петрографически сходных с ними парагнейсов и конгломератов (последних нет в первой (нижней) толще) и амфиболитов (базальтов и андезибазальтов) (рис. 3, А). Конгломераты в основании второй толщи являются базальными, а в третьей и четвертой – внутриформационными. Нижние три толщи ранее объединялись в вочеламбинскую толщу [Чашин и др., 2004 и ссылки в ней]. Вторая толща и нижняя часть четвертой толщи имеют сходный набор пород. В четвертой толще изобилуют конгломераты, а в ее верхней части присутствуют амфиболиты. Эта толща считается базальным горизонтом кислогубской свиты Терско-Аллареченского зеленокаменного пояса и сложена базальтами, андезибазальтами, андезитами, дацитами и риолитами с возрастом 2,72 млрд лет [Чашин и др., 2004].

Первая толща сильно деформирована с образованием колчановидных складок [Кислицын, 2001] – индикаторов очень больших деформаций. Она интерпретируется как Вочеламбинская сдвиговая зона (*shear zone*), возникшая во время палеопротерозойской лапландско-кольской коллизии на границе ВЛЗП и его фундамента, и, возможно, является тектонической пластиной. Еще одной особенностью строения ВЛЗП является сдвиговая зона в нижней части второй толщи, делящая горизонт базальных конгломератов на два прослоя (зона Главного разлома в работе [Вочеламбинский..., 1991]). Она насыщена дайками базитов, габброноритовые разности которых имеют возраст 2,49 млрд лет, и испытала большие деформации в условиях амфиболитовой фации 2,40 млрд лет назад [Кислицын и др., 2000]. Таким образом, эта зона образовалась на самой ранней стадии палеопротерозойского рифтогенеза и является примером глубинных деформаций в условиях растяжения.

Возраст ТТГ-гнейсов фундамента и рвущих их даек гранитоидов составляет 2,83–2,81 млрд лет [Balashov et al., 1992; Морозова и др., 2011; Морозова, Баянова, 2013]. Последняя мигматизация и метаморфизм произошли 2,76 млрд лет назад в условиях амфиболитовой фации [Balashov et al., 1992]. Данные о том, что фундамент образовался в указанный период, были подтверждены при датировании U-Pb-методом (ID TIMS) циркона из гранито-гнейса из валуна (крупной гальки) в нижней

части горизонта базальных конгломератов второй толщи (рис. 3, А и 4, А). Методика датирования и его результаты изложены в Приложении.

Валун состоит из мигматизированного гранито-гнейса с жилами лейкогранита и пегматоидного гранита. Он был разрезан на пластины, и из них была отобрана проба 95-149А. Анализ строения пластин показал, что эти породы смяты в сжатую складку, осевая плоскость которой проходит вдоль центральной зоны жилы лейкогранита. Гранито-гнейс является низкокалиевым трондьемитом ($K_2O/Na_2O = 0,11$) нормальной глиноземистости ($Al_2O_3 = 14,56\%$) при $SiO_2 = 72,40\%$, $FeO^* + MgO = 3,21$ и незначительно повышенной величине $FeO^*/MgO = 3,4$ (табл. 1).

Трондьемит 95-149А содержит короткопризматические светло-коричневые полупрозрачные кристаллы циркона с тонкой эвгедральной зональностью (рис. 4, Б), характерной для магматического циркона в кислых породах [Corfu et al., 2003]. Три абрадированные фракции циркона дали возраст верхнего пересечения (ВП) 2807 ± 11 млн лет (рис. 4, В), идентичный возрасту тоналитов фундамента 2807 ± 10 млн лет [Balashov et al., 1992] и принимаемый за возраст магматической кристаллизации трондьемита.

Таким образом, геологическая история, запечатленная в валуне 95-149 базальных конгломератов ВЛЗП, включает внедрение трондьемитов 2,81 млрд лет назад, их расщелачивание, мигматизацию, образование лейкогранитов и пегматоидных гранитов, складчатость, эксгумацию и эрозию с образованием хорошо окатанных галек и валунов. Она практически совпадает с таковой фундамента ВЛЗП, которая включает внедрение трондьемитов и тоналитов 2,83 и 2,81 млрд лет назад соответственно, их расщелачивание, мигматизацию с лейкосомами, сложенными лейкогранитным и пегматоидным материалом, и складчатость.

Датирование ВЛЗП U-Pb-методом по циркону из обр. 205ГХ-5 из прослоя андезитового туфа (его химический состав приведен в табл. 1) в конгломератах четвертой толщи (рис. 3, А) позволило установить только его верхнюю возрастную границу. Были датированы три фракции эвгедральных кристаллов с магматической осцилляторной зональностью (рис. 3, Б), которые дали дискордию с возрастом ВП 2,73 млрд лет и $СКВО = 50$ (рис. 3, В). $^{207}Pb/^{206}Pb$ -возраст самой древней фракции циркона составляет 2664 ± 1 млн лет, а дискордия, определяемая двумя самыми древними фракциями (1 и 2 в табл. 2), дает возраст ВП 2,72 млн лет.

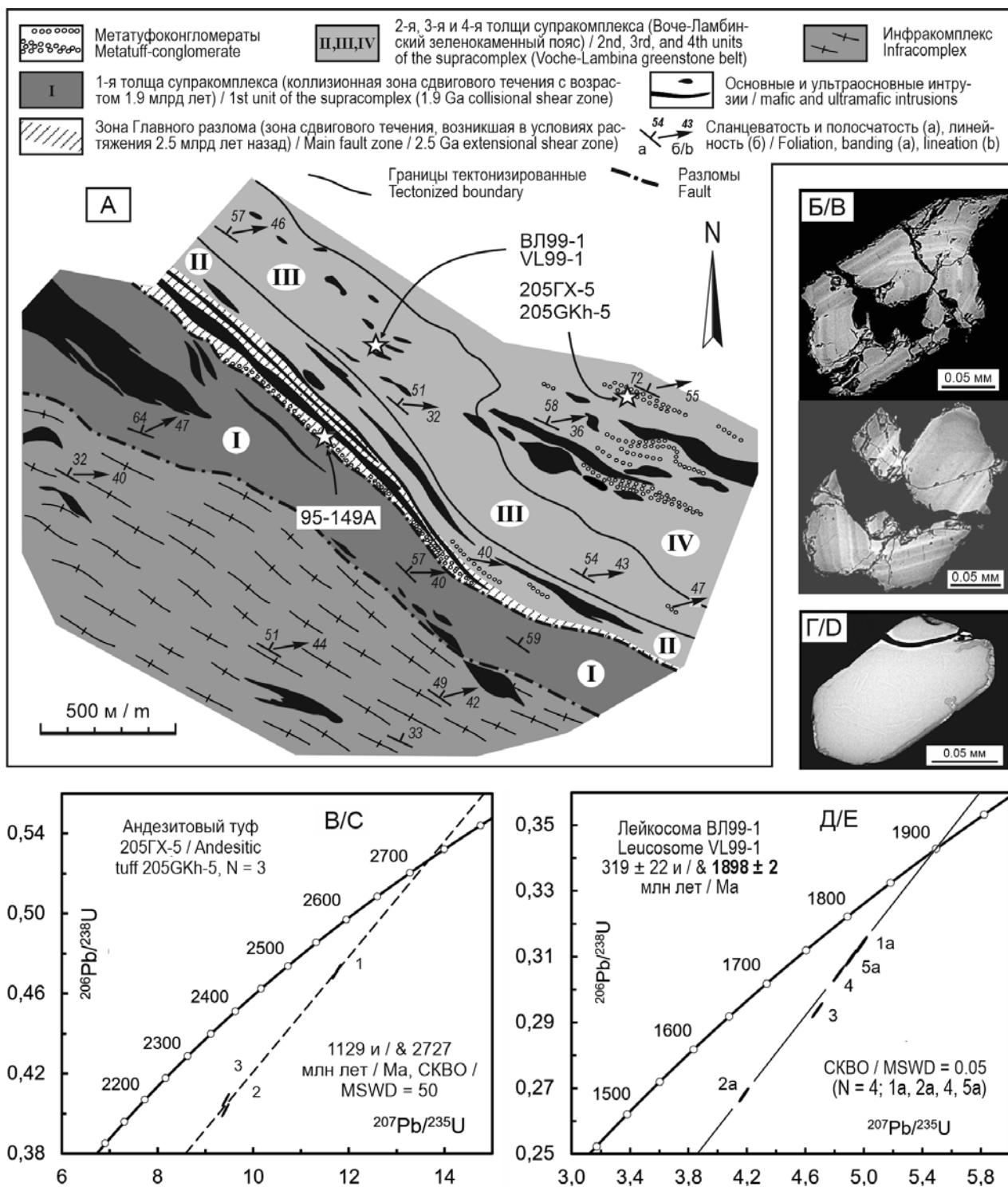


Рис. 3. (А) Схема геологического строения ВЛЗП (по В. Б. Алексееву [Воче-Ламбинский..., 1991], с незначительными изменениями). (Б) Приполированные кристаллы магматического циркона из андезитового туфа 205ГХ-5, протравленные парами HF и (В) диаграмма с конкордией для них. (Г) Фото в обратно отраженных электронах приполированного кристалла циркона из лейкосомы ВЛ99-1 и (Д) диаграмма с конкордией для таких цирконов

Fig. 3. (A) Schematic geological map of the Voche-Lambina Greenstone Belt (after V. B. Alekseyev [Mitrofanov, Pozhilenko, 1991], slightly modified). (B) Polished magmatic zircons from andesitic tuff 205GKh-5 etched by HF acid vapor and (C) Concordia plot for them. (D) Back-scattered electron image of polished zircon from leucosome VL99-1 and (E) Concordia plot for zircons of this type

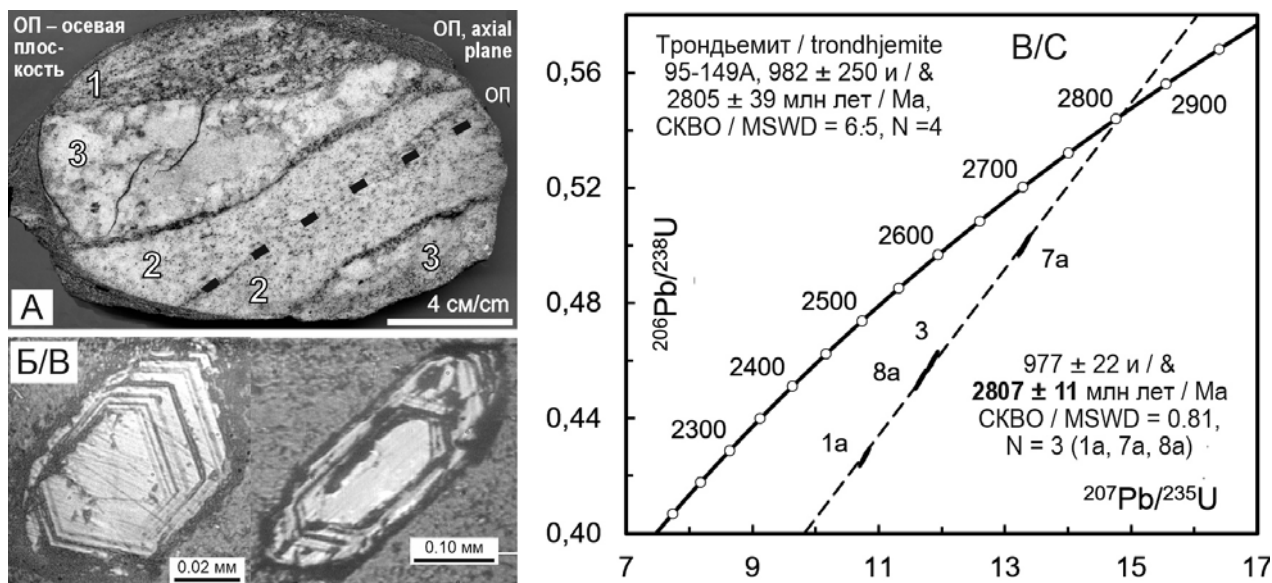


Рис. 4. (А) Отполированная пластина, вырезанная из валуна 95-149 из базальных конгломератов ВЛЗП (1 – гранитогнейс, 2 – лейкогранит, 3 – пегматоид). (Б) Приполированные кристаллы магматического циркона из гранитогнейса 95-149А, протравленные парами HF и (В) диаграмма с конкордией для них

Fig. 4. (A) Polished slice cut from boulder 95-149 from basal conglomerates of the Voche-Lambina Greenstone Belt (1 – granitic gneiss, 2 – leucogranite, 3 – pegmatoid). (B) – Polished magmatic zircon crystals etched by HF acid vapor from granitic gneiss 95-149A and (C) Concordia plot for them

Таблица 1. Химический состав пород, продатированных U-Pb-методом по циркону

Table 1. Chemical composition of rocks dated by the U-Pb method on zircon

Окислы Oxide	Образцы Samples		
	95-149A	205ГХ-5* 205GKh-5	ВЛ99-1 VL99-1
SiO ₂	72,40**	59,98	75,57
TiO ₂	0,21	0,52	0,12
Al ₂ O ₃	14,56	13,22	13,95
Fe ₂ O ₃	0,00	1,43	0,67
FeO	2,48	6,80	0,25
MnO	0,02	0,15	0,01
MgO	0,73	4,45	0,14
CaO	2,60	5,26	1,19
Na ₂ O	5,34	4,85	4,10
K ₂ O	0,60	1,20	3,40
H ₂ O-	0,15	0,21	0,03
H ₂ O+	0,43	1,28	0,21
P ₂ O ₅	–	0,13	< 0,01
CO ₂	0,10	0,11	< 0,1
Сумма Sum	99,62	99,59	99,64

Примечание. *Анализ из работы [Воche-Ламбинский..., 1991, табл. 31]. **Силикатный химический анализ выполнен в ГИ КНЦ РАН.

Note. *Analysis from [Mitrofanov, Pozhilenko, 1991, Table 31]. **Classical chemical analysis was performed in Geological Institute of KSC RAS.

Таблица 2. U-Pb изотопные данные для фракций циркона из пород Воче-Ламбинского зеленокаменного пояса

Table 2. U-Pb isotope data for zircon fractions from rocks of the Voche-Lambina greenstone belt

Фрак- ция Fraction	Вес (мг) Weight (mg)	U	Pb ¹	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb, изм. / meas. ²	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁸ Pb, рад. / rad. ³	Изотопные отношения / Isotope ratios ⁴			Rho ⁵	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb, возраст, млн лет / age, Ma (±2σ)	D, % ⁶
		г/т / ppm		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb (±2σ)					
Тоналит / Tonalite 95-149A											
1a ⁷	0,24	642	306	2431	0,09	10,783	0,4276	0,18289 ± 0,06	0,98	2679 ± 1	14,3
3	0,39	489	252	2990	0,09	11,889	0,4614	0,18683 ± 0,06	0,98	2714 ± 1	9,6
7a	0,28	385	216	7104	0,10	13,320	0,5008	0,19291 ± 0,05	0,98	2767 ± 1	5,4
8a	0,46	537	274	3344	0,09	11,699	0,4545	0,18648 ± 0,05	0,98	2713 ± 1	11,0
Андезитовый туф 205ГХ-5 / Andesitic tuff 205GKh-5											
1	0,46	193	104	32416	0,15	11,832	0,4736	0,18119 ± 0,05	0,99	2664 ± 1	6,2
2	0,45	290	130	20170	0,12	9,418	0,4020	0,16992 ± 0,05	0,99	2557 ± 1	14,8
3	0,17	336	152	21213	0,13	9,410	0,4060	0,16809 ± 0,06	0,99	2539 ± 1	13,4
Лейкосома ВЛ99-1 / Leucosome VL99-1											
1a	0,17	1598	490	8192	0,014	4,987	0,3140	0,11521 ± 0,05	0,99	1883 ± 1	6,5
2a	0,05	1580	417	3063	0,016	4,180	0,2680	0,11314 ± 0,06	0,99	1850 ± 1	17,3
3	0,17	1675	495	5242	0,042	4,695	0,2944	0,11566 ± 0,05	0,99	1890 ± 1	12
4	0,24	1816	536	9320	0,014	4,835	0,3053	0,11486 ± 0,05	0,99	1878 ± 1	8,5
5a	0,64	1725	521	14874	0,014	4,918	0,3101	0,11504 ± 0,05	0,99	1880 ± 1	7,4

Примечание. Pb – ¹обыкновенный, ²измеренный, ³радиоогенный; ⁴скорректированы на содержания Pb (50 пг) и U (3 мг) в холостых опытах, дискриминация масс и первичный состав Pb – по модели в [Stacey, Kramers, 1975], погрешности приведены в процентах (0,6 % для Pb/U-отношений); ⁵коэффициент корреляции между погрешностями Pb/U-отношений; ⁶дискордантность, рассчитана по формуле $[(t^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} - t^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})/t^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}] \times 100 \%$, где t – возраст, рассчитанный по соответствующему изотопному отношению [Gulson, Krogh, 1975]; ⁷абрадированы по методике в работе [Krogh, 1982].

Note. Pb – ¹common, ²measured, ³radiogenic; ⁴corrected for the isotope composition of initial Pb and concentrations of Pb (50 pg) and U (3 mg) in blank analyses, mass discrimination, and the initial composition of Pb after [Stacey, Kramers, 1975], errors are given in % (0.6 % for the U-Pb ratios); ⁵coefficient of correlation between errors of the U-Pb ratios; ⁶discordance calculated by the formula $[(t^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} - t^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})/t^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}] \times 100 \%$, where t is the age calculated based on the corresponding measured isotope ratio [Gulson, Krogh, 1975]; ⁷abraded after [Krogh, 1982].

Таким образом, возраст ВЛЗП ограничен возрастными метаморфизма и мигматизации его фундамента 2,76 млрд лет [Balashov et al., 1992] и лежащей на этом поясе кислогубской толщи Терско-Аллареченского зеленокаменного пояса 2,72 млрд лет [Чашин и др., 2004] и, скорее всего, близок к 2,72 млрд лет. Такая ситуация возможна или в случае непрерывного разреза одного и того же зеленокаменного пояса, или в случае его тектонического сдвигания. Так как Терско-Аллареченский зеленокаменный пояс является смесью неархейских и палеопротерозойских толщ (возрасты входивших в состав пояса каскамской и арваренчской толщ оказались равными 1,94 и 2,43 млрд лет соответственно [Вревский, 2011; Вревский и др., 2023]), включение кислогубской толщи в состав ВЛЗП представляется более предпочтительным.

В пара- и ортогнейсах, а также в архейских метагббро ВЛЗП развиты две группы лейко-

сов мигматизации. В обр. ВЛ99-1 из поздней лейкосомы, которая взята из третьей толщи и по химическому составу (табл. 1) и положению на модифицированной диаграмме Ab–An–Or отвечает граниту, циркон представлен короткопризматическими незональными кристаллами с каймами позднего циркона (рис. 3, Г). Были продатированы пять фракций наименее трещиноватых и наиболее однородных кристаллов. Три абрадированные фракции вместе с одной неабрадированной дали дискордию с возрастом ВП 1898 $\pm$ 2 млн лет (рис. 3, Д), который принимается за время кристаллизации лейкосомы. ВЛЗП находится рядом с ядром Лапландско-Кольского орогена (ЛКО; рис. 2), пик коллизии в котором был достигнут 1,925 млрд лет назад, а эксгумация ядра началась после рубежа 1,90 млрд лет [Daly et al., 2006 и ссылки в ней]. Таким образом, поздняя мигматизация является постколлизией и ее образование было вызвано декомпрессией во время эксгумации.

Кольская провинция

Кольская провинция (рис. 2) объединяет несколько тектонических структур. Самая крупная – Кольско-Норвежский террейн, который представляет собой гранулитогнейсовую область, сложенную в основном поздне-мезоархейскими ТТГ-гнейсами и парагнейсами кольской серии, а также рвунами их архейскими гранитоидами [Авакян, 1992; Глубинное..., 2010; Сорохтин др., 2024]. ТТГ-гнейсы шестикилометрового архейского разреза, вскрытого Кольской сверхглубокой скважиной (СГ-3), и ТТГ-гнейсы в норвежской части террейна образовались в интервале 2,80–2,83 млрд лет назад одновременно с ТТГ-гнейсами фундамента ВЛЗП в крайней северо-восточной части Беломорской провинции [Морозова и др., 2012]. Среди ТТГ-гнейсов в разрезе СГ-3 были датированы пегматоидные граниты, возраст циркона в которых достигает 2,93 млрд лет [Бибикина и др., 1993], однако остается неясным, кристаллизовался ли этот циркон в гранитном расплаве или же был унаследован из древнего корового источника.

Осадочные породы, исходные для парагнейсов кольской серии, а также ТТГ и грани-

тоиды, согласно Rb-Sr и Sm-Nd изотопным данным [Авакян, 1992; Timmerman, Daly, 1995; Глубинное..., 2010; Морозова и др., 2012], произошли из двух источников: (1) ювенильного мезоархейского (возраст кольской серии оценивается в 2,9 млрд лет) и (2) палеоархейского [Серов и др., 2022]. Все эти породы деформированы и метаморфизованы в условиях низкобарической гранулитовой и местами амфиболитовой фации [Эндогенные..., 1990; Авакян, 1992]. Их отличительные черты – выдержанное северо-западное простирание и (суб)вертикальное залегание парагнейсов, гранитоидов и ТТГ-гнейсов при (суб)вертикальной ориентировке в них минеральной линейности. Сходные с Кольско-Норвежским террейном тектонические структуры, породы которых испытали региональный архейский низкобарический гранулитовый метаморфизм и имеют в региональном плане (суб)вертикальное залегание, на Фенноскандинавском щите отсутствуют.

Другим крупнейшим тектоническим блоком Кольской провинции является Кейвский террейн (рис. 2 и 5), который радикально отличается от всех структур не только Кольского региона, но и всего Фенноскандинавского щита.

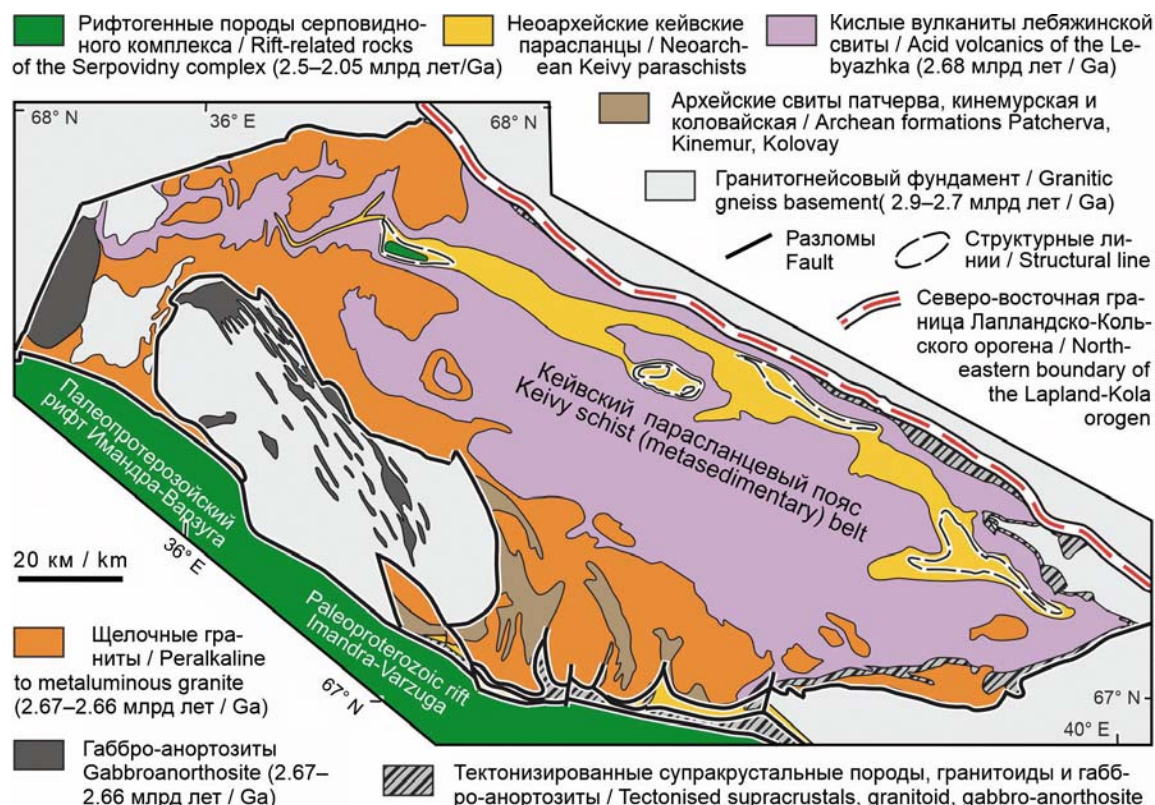


Рис. 5. Упрощенная геологическая карта Кейвского террейна

Fig. 5. Simplified geological map of the Keivy Terrane

В нем развиты кианитовые, ставролитовые, гранатовые и мусковит-кварцевые парасланцы, слагающие Кейвский парасланцевый пояс (КПП) длиной около 180 км [Бельков, 1963; Ранний..., 2005] – в таких больших объемах аналогичные парасланцы больше нигде на щите не встречаются. Также только здесь в значительных объемах присутствуют габбро-анортозиты и щелочные граниты с возрастом 2,67–2,66 млрд лет [Батиева, 1976; Митрофанов и др., 2000; Баянова, 2004; Zozulya et al., 2005; Ветрин, Родионов, 2009]. Наконец, большую часть Кейвского террейна занимают архейские кислые вулканы лебяжинской свиты [Ранний..., 2005].

В тектоническом плане существуют разные взгляды на Кейвский террейн. Одни исследователи относят щелочные граниты к А-гранитам, которые генетически связаны с одновозрастными габбро-анортозитами и образуют с ними неархейскую анорогенную ассоциацию [Митрофанов и др., 2000; Zozulya et al., 2005; Ветрин, Родионов, 2009]. Другие [Глубинное..., 2010 и ссылки в ней] рассматривают щелочные граниты как сильно измененные кислые вулканы лебяжинской свиты, которые образовались вместе с габбро-анортозитами 2,66–2,67 млрд лет назад в обстановке растяжения во внутриконтинентальной области, а не в анорогенных условиях. Они считают Кейвский террейн вулканотектонической палеодепрессией, древнейшие кислые вулканы которой представлены частью лебяжинских пород, за возраст которых принята датировка 2,87 млрд лет в работе [Баянова, 2004]. Согласно третьей группе исследователей [Козлов и др., 2023; Сорохтин др., 2024], Кейвский террейн в течение длительного времени оставался стабильным и был подобен срединному массиву, на который в условиях архейского коллизионного режима надвинулись окружающие его тектонические блоки, что привело к его проседанию и накоплению на нем субплатформенных формаций в условиях позднеоархейского режима кратонизации.

Анализ автором и его коллегами [Балаганский, 2021; Balagansky et al., 2021] петрогенных и редкоземельных элементов в щелочных гранитах и лебяжинских кислых вулканах подтвердил давно известное сходство их химического состава [Глубинное..., 2010 и ссылки в ней] и выявил принадлежность всех этих пород к А-типу. Датированием U-Pb (SHRIMP-II) методом по циркону вулканитов верхней части разреза лебяжинской свиты было показано, что вулканы имеют возраст 2678 ± 7 млн лет. Таким образом, они древнее самых ранних

щелочных гранитов всего на четыре миллиона лет (без учета аналитических погрешностей) и могли быть для них вмещающими породами. Находка в датированном кристалле циркона из вулканита реликтов бадделеита – акцессория основных и ультраосновных пород – подтверждает генетическую связь между кислыми породами А-типа и габбро-анортозитами [Zozulya et al., 2005]. Нахождение этих реликтов внутри кристалла циркона исключает возможное замещение циркона бадделеитом при метаморфизме и/или метасоматозе вулканитов [Балаганский, 2021]. Отсутствие в лебяжинских вулканах деформаций, которые можно было бы связать с архейской орогенией (коллизией), предполагает принадлежность этих вулканитов, щелочных гранитов и габбро-анортозитов, образовавшихся в интервале 2,68–2,66 млрд лет назад, к единой анорогенной внутриплитной ассоциации, которая, по мнению автора, может быть также определена как посторогенная.

Разные величины палеопротерозойских деформаций и характер их проявления в парасланцах КПП, в лежащих под ним архейских супракрустальных толщах и породах фундамента и в лежащем на нем останце палеопротерозойских рифтогенных пород, является еще одной особенностью Кейвского террейна (рис. 6). В архейских толщах эти деформации локализованы в зонах контактов между ними и целиком охватили только кейвские парасланцы, венчающие разрез архея. В последних они представлены сжатыми складками северо-восточной вергентности с криволинейными шарнирами, минеральной линейностью, перпендикулярной усредненному шарниру, и сланцеватостью. Таким образом, в архейском разрезе существует специфическая структурная зональность – увеличение вверх по разрезу и величины деформации, и объема деформируемых пород.

В то же время в останце палеопротерозойских рифтогенных пород серповидного комплекса наблюдается обратная зональность – очень сильная деформация в нижней части останца и ее практически отсутствие в верхней части. Эти части представляют собой соответственно нижнее и верхнее крыло крупной Серповидной лежащей складки колчановидной морфологии, установленной по структурным и магнитным данным [Балаганский и др., 2011; Mudruk et al., 2022]. Крупные колчановидные складки описаны во внутрикоровых структурах канального течения и тектонических покровах, а концентрация максимальных деформаций в их нижних крыльях – в гельветских покровах (см. обзор в [Мудрук, 2014]). Таким образом,

	Сери- я	Свита	Мощ- ность (м)	Протолиты	Величина палеопротерозойских деформаций
PR	Песцо- вок [1]*	Серповидный комплекс [2], сопоставимый с умбинской свитой (2.06 млрд лет [3])	980 [2]	Базальты, песчаники, алевролиты и доломиты со строматолитами, накопленные в рифтогенной обстановке [1,4,5]	ЯДРО Серповидной колчановидной складки (рифтогенные породы): в верхнем крыле ядра очень низкая, местами отсутствует (строматолиты и metabазальты не деформированы, слабая в метаосадках), в нижнем крыле ядра очень высокая
		Песцовотундровская	650 [4]	Песчаники и кварцевые арениты [4,5]	КРЫЛЬЯ Серповидной колчановидной складки (переотложенные продукты глубокого химического выветривания): высокая в верхнем крыле: хорошо выраженная сланцеватость и повсеместно развитая линейность по кианиту, ставролиту и агрегатам минералов) и очень высокая в нижнем крыле (сильное рассланцевание и милонитизация). КПП: высокая , но местами или низкая , или очень высокая
AR	Кейвская [4,5,7,8]	Кейвские парасланцы			
		Выхуртская	710 [4]	Продукты глубокого химического выветривания, накопленные, эродированные и переотложенные в спокойной тектонической обстановке (платформенный режим) [1,4,5,7]	
		Червуртская	580 [4]		
	Тундровая [4]	Лебяжинская 2.68 млрд лет [8]	~1500 [4]	Кислые вулканиты [4,5] А-типа, образовавшиеся в посторогенной тектонической обстановке [8]	Низкая и слабая, местами отсутствует: породы в целом массивные, слабо рассланцованы и содержат недеформированные кварцевые и полевошпатовые миндалины; высокая в породах на контакте с подстилающими парасланцами, рядом с которыми они сильно рассланцованы
		Патчерва, кинемурская коловайская	1500–2000 [4,5]	Песчаники, алевролиты, карбонатные породы, конгломераты; кислые, средние и основные вулканиты, коматииты [4,5]	Данные в целом отсутствуют, но высокая на самой СВ границе Кейвского террейна – в зоне надвига на него Мурманской провинции, в которой супракрустальные породы пространственно связаны с сильно рассланцованными габброанортозитами возрастом 2.66–2.67 млрд лет, образовавшимися после архейской орогении
		Комплекс основания (ТТГ гнейсы), 2.7–2.9 млрд лет			Очень низкая в региональном масштабе, местами отсутствует (недеформированные габброанортозитовые массивы и дайки с возрастом 2.66–2.67 млрд лет, сформировавшиеся после архейской орогении)

* Песцовок. = песцовекейская
 Названия стратиграфических единиц и их мощность даны по работам: [1] = Загородный, Радченко, 1988, [2] = Mudruk et al., 2022; [3] = Martin et al., 2013; [4] = Геология..., 1980; [5] = Радченко и др., 1994. Архейский возраст кейвской серии взят из работы [6] = Мыскова и др., 2025. Протолиты и тектонические обстановки даны по работам: [7] = Бельков, 1963, [8] = Balagansky et al., 2021

Рис. 6. Упрощенный стратиграфический разрез Кейвского террейна, величина палеопротерозойских деформаций и особенности их проявления на разных уровнях разреза

Fig. 6. Simplified stratigraphic cross-section of the Keivy Terrane, value of the Paleoproterozoic deformations, and peculiarities of their development at different levels of this cross-section

КПП обнаруживает сходство со складчато-надвиговыми поясами, залегающими на недеформированном фундаменте в форландах фанерозойских коллизионных орогенов и являющимися результатом тектоники сорванной верхней коры как одного из компонентов парадигмы тектоники литосферных плит. Но в Кейвском террейне деформации протекали в условиях средней ступени амфиболитовой фации при $T = 500\text{--}650\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $P = 4,0\text{--}6,5$ кбар [Эндогенные..., 1990]), и поэтому был сделан вывод, что они, вероятнее всего, отражают проявление тектоники сорванной средней коры [Балаганский и др., 2011; Balagansky et al., 2012]. Среди складок в породах сорванного с жесткого фундамента осадочного чехла, а также в сорванных друг с друга слоях часто описываются сундучные складки [van der Pluijm, Marshak, 2004]. Находка этих складок в кейвских парасланцах (рис. 7) свидетельствует в пользу вывода о тектонике сорванной средней коры.

Таким образом, в Кейвском террейне выделяются в целом недеформированный фундамент (автохтон), супракрустальные толщи (свиты), границы которых в той или иной степени тектонизированы (параавтохтон), КПП и серповидный комплекс (две аллохтонные пластины).

Вдоль границы Кольской провинции с Мурманской находятся фрагменты Колмозеро-Вороньинско-Урагубского зеленокаменного пояса (КВУ-ЗП) с возрастом вулканизма 2,79–2,83 млрд лет, метаморфизма – 2,77 млрд лет и поздних микроклиновых гранитоидов – 2,70 млрд лет [Мыскова и др., 2010; Вревский, 2018, 2019].



Рис. 7. Сундучная складка в кейвских парасланцах (урочище Бабы Кейвы)

Fig. 7. Box fold in the Keivy parashists (Babi Keivy locality)

Таким образом, этот зеленокаменный пояс образовался одновременно с гранито-гнейсовым фундаментом ВЛЗП и гранитогнейсами северо-запада Кольской провинции. В отличие от классических зеленокаменных поясов, залегающих среди гранитных куполов, КВУ-ЗП – это прямолинейная структура длиной не менее 270 км при ширине до ~15 км, в обрамлении которой гранитогнейсовых куполов нет. Этот пояс сложен коматиитами и основными, средними и кислыми вулканитами. Но, как и в Воче-Ламбинском зеленокаменном поясе, нижняя терригенная толща КВУ-ЗП содержит конгломераты, что доказывает его заложение на континентальной мезоархейской коре, фрагменты которой внутри пояса пока не обнаружены. Один из возможных геодинамических сценариев образования пород КВУ-ЗП – взаимодействие мантийного плюма с литосферой [Вревский, 2019]. В то же время петро- и геохимические черты санукитоидов с возрастом 2,74–2,72 млрд лет, рвущих породы КВУ-ЗП, предполагают переход к надсубдукционным условиям активных континентальных окраин [Кудряшов и др., 2013]. С этим согласуются линейная морфология пояса, ограниченного разломами, и крутое до вертикального залегание пород, отражающие значительные горизонтальные движения [Глубинное..., 2010]. Развитие КВУ-ЗП в архее завершилось образованием редкометалльных пегматитов 2,62–2,61 млрд лет назад [Кудряшов и др., 2023].

В южной части Кольско-Норвежского террейна находится Оленегорский зеленокаменный пояс (рис. 2), сложенный амфиболитами, глиноземистыми и биотитовыми гнейсами (кислыми вулканитами) с мощными толщами железистых кварцитов [Глубинное..., 2010]. Накопление протолитов этих пород и их метаморфизм в условиях высокотемпературной амфиболитовой фации произошли 2,81–2,76 млрд лет назад [Bayanova et al., 2023]. Они залегают между гранитогнейсовыми куполами и образуют вместе с ними типичную гранит-зеленокаменную область, по морфологии, строению и возрасту сходную со структурой, образованной северокарельскими зеленокаменными поясами в Беломорской провинции [Слабунов, 2008], а по возрасту – с КВУ-ЗП. При этом надо подчеркнуть, что Костомукшский зеленокаменный пояс, также содержащий мощные толщи железистых кварцитов, образовался в интервале 2,79 млрд лет (самый молодой детритовый циркон) и 2,74 млрд лет (возраст кислых вулканитов пояса и метаморфический циркон в железистых кварцитах) [Слабунов и др., 2023], то есть почти одновременно с Оленегорским зеленокаменным поясом.

Мурманская провинция

Мурманская провинция (рис. 2) является фрагментом архейского кратона, практически целиком сложенного позднемезоархейскими и неоархейскими разнообразными по составу гранитами и подчиненными тоналит-трондьемит-гранодиоритовыми (ТТГ) гнейсами, метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации (в отдельных структурах есть реликты парагенезисов гранулитовой фации) [Ветрин, 1984; Эндогенные..., 1990; Глубинное..., 2010; Сорохтин др., 2024]. Гранитоидные расплавы произошли из мезоархейского [Timmerman, Daly, 1995] и палеоархейского [Серов и др., 2022] источников. В Мурманском кратоне также присутствует большое количество даек базитов с возрастом ~2,7 млрд лет [Степанова и др., 2022; Veselovskii et al., 2024], которые указывают на то, что этот кратон, как и Кейвский террейн, в неоархее был относительно жестким блоком. В восточной части кратона находятся фрагменты архейских супракрустальных пород, объединяемых в Качаловский зеленокаменный пояс [Глубинное..., 2010]. Там же присутствуют несколько небольших палеопротерозойских рифтогенных структур, самая крупная из них – Усть-Понойская – расположена на крайнем юго-востоке кратона и описана в работе [Melezhik, Sturt, 1994]. Мурманский кратон характеризуется (1) отсутствием значимых деформаций магматических пород при широкой сохранности их первичных структур и текстур и (2) сохранением в архейских породах архейских К-Аг изотопных возрастов минералов [Геохронологические..., 1972]. Последнее указывает на прогрев кратона в палеопротерозое до температуры не выше ~500 °С, что согласуется с зеленосланцевым метаморфизмом палеопротерозойских рифтогенных структур [Эндогенные..., 1990]. Таким образом, Мурманский кратон был в палеопротерозое относительно жестким и в этом отношении сходен с Карельским кратоном.

Палеопротерозой

Вдоль юго-западной окраины Кольской провинции в период ~2,51–1,95 млрд лет назад были накоплены породы Полмак-Пасвик-Печенга-Имандра-Варзугского рифтогенного пояса [Melezhik, Sturt, 1994]. Самые крупные его фрагменты – это Имандра-Варзугский и Печенгский пояса (рис. 2) [Имандра..., 1982; Магматизм..., 1995; Глубинное..., 2010].

Разрез Имандра-Варзугского пояса (ИВП) состоит из трех серий – стрельнинской (нижней), варзугской (средней) и томингской (верхней) [Имандра..., 1982; Reading..., 2012]. Две нижние серии включают в себя по три свиты, и в данной работе только они рассматриваются как рифтогенные. Их отличительной чертой является двухчленное строение каждой свиты: нижняя подсвита – терригенная и маломощная, а верхняя – вулканическая и мощная. По последним оценкам, вулканические подсвиты формировались за очень короткое время (вплоть до первых миллионов лет) [Арзамасцев и др., 2020; Арзамасцев, 2022]. Вулканиды включают коматиитовые базальты, щелочные и обычные базальты, андезибазальты, андезиты, андезитовые дациты, дациты и риолиты, а осадочные породы представлены обычными терригенными отложениями, включая конгломераты. Все эти породы метаморфизованы в условиях высоких ступеней зеленосланцевой фации и низких и средних ступеней амфиболитовой фации. Основные вулканиды всех свит стрельнинской серии считаются комагматичными породам Мончегорской, Имандровской и Федорово-Панской основных расслоенных интрузий [Имандра..., 1982; Reading..., 2012; Арзамасцев и др., 2020], а также базитовых даек с возрастными ~2,51 и ~2,44 млрд лет, и вместе с ними образовывали крупную магматическую провинцию [Арзамасцев и др., 2020; Stepanova et al., 2022]. Время накопления пород самой верхней, сейдореченской свиты определяется возрастными риодацитов 2,45 млрд лет [Чашин и др., 2008] и терригенных отложений ~2,43 млрд лет [Gärtner et al., 2014], перекрывающихся с учетом аналитических погрешностей. Таким образом, стрельнинские вулканиды и терригенные породы накопились ~2,51–2,44 млрд лет назад, при этом возрасты терригенной и вулканической подсвит сейдореченской свиты требуют уточнения.

Для варзугской серии в целом характерен тот же набор вулканидов, что и для стрельнинской серии, среди которых появляются подушечные разности коматиитовых базальтов, и практически такие же терригенные породы. Условия накопления варзугских пород оцениваются как продолжающиеся рифтогенные [Имандра..., 1982]. Разрез этой серии начинается с полисарской свиты, а время накопления пород ее терригенной подсвиты, важным компонентом которой являются гляциальные отложения гуронского оледенения, отвечает интервалу 2,44–2,41 млрд лет [Brasier et al.,

2013; Gärtner et al., 2014]. Далее разрез этой серии наращивается породами умбинской свиты с возрастом 2,06 млрд лет, отвечающим окончанию ломагунди-ятулийской углеродной аномалии изотопа ^{13}C [Martin et al., 2013]. Таким образом, между периодами накопления пород полисарской и умбинской свит устанавливается большой перерыв ~300 млн лет. Завершается разрез ильмозерской свитой, отличительная черта которой – первое появление в разрезе ИВП строматолитов [Reading..., 2012].

Томингская серия отделена от подстилающей варзугской серии надвигом, причем надвиговый характер предполагается и для границ между ее толщами. Она сложена вулканокластическими граувакками, аркозами, различными сланцами, включая черные и кремнистые, мраморами и карбонатными породами, которые ассоциируют с подушечными толщами, пикритами, андезитами, дацитами и риолитами [Имандра..., 1982; Reading..., 2012]. В отличие от лежащих ниже рифтогенных пород эти породы заметно деформированы и смяты в складки, причем в районе Панареченской синклинали степень деформации нарастает с севера на юг в условиях низких и средних ступеней амфиболитовой фации. Стратиграфическое расчленение и геодинамические условия образования этой серии до сих пор остаются неясными. В ее разрезе выделялись от трех [Загородный, Радченко, 1988] до шести [Имандра..., 1982] толщ. Риолиты самингской свиты, венчающей верх разреза томингской серии в Панареченской синклинали, прорваны гранитами с возрастом 1,94 млрд лет, а самыми молодыми интрузивными (субвулканическими) породами там являются трахидацинты Панареченской синклинали с возрастом 1,91 млрд лет [Скуфьин и др., 2006]. Sm-Nd модельный возраст риодацита панареченской свиты, подстилающей самингскую свиту, равен 2,02 млрд лет [Daly et al., 2006], что предполагает почти полное преобладание в риодацитовой магме ювенильного материала и образование этих двух свит в очень узком возрастном интервале $\geq 1,94$ и $< 2,02$ млрд лет. Тектоническая обстановка образования томингской серии оценивается как орогенная [Имандра..., 1982].

Печенгский пояс

Печенгский пояс (ПП) состоит из отложений двух серий – северопеченгской (нижней) и южнопеченгской (верхней), строение которых изложено в работах [Загородный, Радченко, 1988; Магматизм..., 1995]. Самые нижние

отложения северопеченгской серии слагают ахмалахтинскую терригенную подсвиту с базальными конгломератами в ее основании и залегают на архейских гнейсах и базитах с возрастом 2,51 млрд лет. На этом и других основаниях был сделан вывод, что перед накоплением отложений северопеченгской серии на границе стрельнинской и варзугской серии ИВП произошла инверсия Полмак-Пасвик-Печенга-Имандра-Варзугского палеорифта – смена прогибания воздыманием всей этой структуры [Имандра..., 1982; Melezhik, Sturt, 1994]. Ахмалахтинская терригенная подсвита (самостоятельная терригенная свита неверскрукк [Melezhik, Sturt, 1994]) является базальной для северопеченгской серии и коррелируется с полисарской терригенной подсвитой, базальной для варзугской серии [Melezhik, Sturt, 1994; Reading..., 2012]. По современным геохронологическим данным [Gärtner et al., 2014], накопление полисарских отложений, включая гляциальные, началось на рубеже 2,41 млрд лет практически одновременно с накоплением аналогичных пород ахмалахтинской подсвиты, начиная с рубежа 2,40 млрд лет. По этим же данным формирование сейдореченской свиты завершилось ~2,43 млрд лет назад, то есть смена прогибания воздыманием, эрозия и возобновление прогибания произошли в ИВП всего за ~20 млн лет. Представляется, что фундамент ПП, в отличие от ИВП, до рубежа ~2,40 млрд лет испытывал медленное воздымание и подвергался эрозии в условиях относительно спокойной тектонической обстановки. То есть инверсия тектонического режима в ПП выразилась не в смене прогибания воздыманием и быстрым возобновлением прогибания, а в смене режима пенепленизации прогибанием.

Свиты северопеченгской серии, как и свиты варзугской серии, состоят из двух подсвит: маломощных нижних терригенных и мощных верхних вулканических. Объем вулканитов возрастает вверх по разрезу, при этом меняется и характер основного вулканизма – от андезит-базальтов и щелочных базальтов к подушечным толеитовым базальтам самых верхних свит (колосйокской и пильгуярвинской). Ассоциации осадочных пород также меняются – от базальных терригенных отложений и перекрывающих их доломитов, аркозов, кварцитов и алевролитов до черных сланцев, вулканокластических ритмично-слоистых граувакк, основных и ультраосновных туфов двух верхних свит. Условия метаморфизма этих пород варьируют от пренит-пумпеллиитовой фации до амфиболитовой.

Разрез северопеченгской серии традиционно коррелируется с таковым варзугской серии [Имандра..., 1982; Загородный, Радченко, 1988]. Аналогом базальной полисарской терригенной подсвиты является ахмалахтинская терригенная подсвита, при этом надежным корреляционным признаком являются описанные только в них гляциальные отложения с возрастными ~2,41 и ~2,43 млрд лет [Brasier et al., 2013; Gärtner et al., 2014]. Также надежно коррелируются куэтсьярвинская свита ПП и умбинская свита ИВП – обе имеют возраст 2,06 млрд лет, а в их карбонатных породах установлена ломагунди-ятулийская аномалия изотопа ^{13}C [Reading..., 2012; Martin et al., 2013]. Ахмалахтинские вулканиты ПП, датированные Rb-Sr-методом по породам в целом, дали плохо обоснованный изохронный возраст 2,32 млрд лет [Магматизм..., 1995], который попадает в возрастной интервал от 2,22 до <2,44 млрд лет, когда были накоплены низы разреза сланцевого пояса Перяпохья на севере Финляндии [Ranta et al., 2015]. Если эти возрастные определения и корреляции верны, то между терригенной и вулканогенной подсвитами ахмалахтинской и полисарской свит (низы разрезов ПП и ИВП соответственно) существует перерыв около 100 млн лет. Наконец, колосйокская свита, основные вулканиты которой дают Sm-Nd-возраст $2,02 \pm 0,05$ млрд лет [Hanski et al., 2014], коррелируется с ильмозерской свитой, венчающей разрез варзугской серии. Таким образом, подтверждается вывод, сделанный в работах [Арзамасцев и др., 2020; Арзамасцев, 2022], о том, что накопление вулканических пород ПП и ИВП происходило импульсно при значительных перерывах во времени между импульсами.

Осадочно-вулканогенные толщи пильгуярвинской свиты, слагающие верх разреза северопеченгской серии и не имеющие несомненных аналогов в ИВП, сложены черными сланцами, вулканокластическими граувакками, основными и ультраосновными туфами и доминирующими среди вулканитов подушечными толеитовыми базальтами [Магматизм..., 1995; Reading..., 2012]. Период накопления этих пород ограничен возрастными органического вещества 2004 ± 9 млн лет и кислого туфа 1970 ± 5 млн лет, причем в этом интервале лежат датировки для вулканитов, интрузий и промышленных Cu-Ni-руд, полученные Rb-Sr, Pb-Pb, Sm-Nd и Re-Os методами по породам в целом [Reading..., 2012 и ссылки в ней], а также датировка 1988 ± 3 млн лет для прослая кислых туфов в вулканитах [Hanski et al., 2014]. В тектоническом отношении роль пильгуярвинской

свиты значительна, так как эта свита образовалась между рифтогенным и орогенным периодами развития Кольского региона в палеопротерозое и будет рассмотрена ниже.

На основе новых геохимических данных по породам варзугской и северопеченгской серий, а также новых возрастов по интрузивным породам была предложена иная схема корреляции некоторых свит этих серий [Арзамасцев и др., 2020]. Ее авторы коррелируют сейдореченскую свиту (заклучительный вулканизм стрельнинской серии) с ахмалахтинской (начальный вулканизм северопеченгской серии). При этом накопление терригенных отложений, включая гляциальные, полисарской свиты и таких же отложений ахмалахтинской свиты, происходившее, по данным в [Gärtner et al., 2014], в одно и то же время, должно было иметь место соответственно до и после инверсии тектонического режима. Очевидно, что столь радикальный пересмотр стратиграфических схем и корреляции нуждается в подтверждении надежными датировками полисарских и ахмалахтинских вулканитов, которые в настоящее время отсутствуют.

Лапландско-Кольский коллизионный ороген

Наиболее значительные изменения в тектоническом развитии Северной Фенноскандии в палеопротерозое были установлены по смене рифтогенного режима накопления стрельнинской, варзугской и северопеченгской серий на орогенный режим накопления томингской и южнопеченгской серий [Имандра..., 1982; Магматизм..., 1995]. Исходя из этих и других сведений, Д. Бриджуотер предложил концепцию палеопротерозойского Лапландско-Кольского коллизионного орогена (ЛКО) гималайского типа [Bridgwater et al., 1996], которая получила развитие в работах [Daly et al., 2006; Lahtinen, Nuhma, 2019] и кратко описывается ниже.

Тектоническая модель ЛКО сначала предполагала раскрытие и закрытие двух сближенных узких океанов красноморского типа – Лапландско-Кольского с субдукцией к северо-востоку и Печенга-Имандра-Варзугского с субдукцией к юго-западу [Daly et al., 2006]. Позднее ревизия всех геологических материалов с учетом геофизических данных привела к выводу, что ЛКО образовался после раскрытия и закрытия только одного Печенга-Варзугского океанического бассейна [Lahtinen, Nuhma, 2019]. Имандра-Варзугский и Печенгский пояса залегают на северо-восточном борту первоначального рифта, заложенного

вдоль тектонического шва между Кольской и Беломорской архейскими провинциями и раскрывшегося в Печенга-Варзугский океан. Юго-западный борт этого рифта маркируется только кандалакшской толщей амфиболитов с возрастом 2,47 млрд лет [Балаганский и др., 1998], базальные конгломераты которой залегают на беломорских гранитогнейсах [Богданова, Ефимов, 1975] (рис. 2). При этом надо отметить, что принадлежность кандалакшских амфиболитов сумийским образованиям предполагалась ранее по геологическим данным [Земная..., 1978]. В то же время модели лапландско-кольской орогении, основанные только на одной коллизионной сутуре, не могут объяснить все детали глубинного строения коры финской Лапландии, установленные сейсмическими методами по профилям POLAR и FIRE [Janik et al., 2009]. При этом в основании нижней коры под ЛКО были выявлены пологое высокоскоростное тело, рассматриваемое как эклогитовый останец субдуцированной коры в Печенга-Варзугской зоне субдукции, и подстилающий его коровый киль (см. рис. 19 в [Janik et al., 2009]). По мнению авторов этого сейсмического исследования, установленное глубинное строение может быть удовлетворительно объяснено моделью коллизии трех архейских кратонов – сначала Беломорского кратона с Кольским, а затем Беломорско-Кольского кратона с Карельским. Автор данной статьи полагает, что для разработки окончательной модели образования ЛКО имеющихся сейчас материалов пока недостаточно.

Одним из указаний на существование Печенга-Варзугского океана, как и в модели в [Melezhik, Sturt, 1994], являлась пильгуйярвинская свита подушечных толеитовых базальтов с геохимическими метками базальтов срединно-океанических хребтов. Находки ксенолитов гнейсов фундамента в вулканитах этой свиты позднее были интерпретированы как свидетельство значительного утонения континентальной коры в пильгуйярвинское время, которое не привело к ее разрыву, и пильгуйярвинские толеиты накапливались на пассивной континентальной окраине [Hanski et al., 2014]. Однако на мысль о существовании палеопротерозойского океана в Кольском регионе наводят и другие данные. Прежде всего это палеопротерозойская ювенильная кора Лапландского гранулитового пояса [Daly et al., 2006 и ссылки в ней] с островодужными геохимическими метками [Козлов и др., 1990], а также аналогичная кора Умбинского гранулитового и Терского террейнов [Daly et al., 2006] – кора такого типа образуется в фанерозойских орогенах при

субдукции океанической коры. Пильгуярвинская осадочная подсвита была накоплена на континентальном склоне, но в ее верхней части появляются песчаники, похожие на осадки глубоководных морских обстановок [Reading..., 2012, с. 302]. Как будет показано ниже, ЛКО имеет в разрезе пальмовидную геометрию, которая возникает в коллизионных орогенах фанерозоя после прохождения полного цикла Вильсона. Авторы работы [Lahtinen, Huhma, 2019] провели ревизию всех данных, полученных после публикации развернутой концепции ЛКО в 2006 г. [Daly et al., 2006], а также работы [Hanski et al., 2014], согласно которой пильгуярвинские толеиты образовались не в срединноокеаническом хребте, а на пассивной континентальной окраине. В итоге они подтвердили плитнотектоническую концепцию образования ЛКО, включающую субдукцию. Наконец, появились первые данные, предполагающие проявление эклогитового метаморфизма сверхвысоких давлений (24 кбар) 1,9 млрд лет назад, характерного для современной «холодной» субдукции [Li et al., 2025]. Автор настоящей работы предполагает, что пильгуярвинские толеиты являются гомологами толеитовых базальтов полностью субдуцированной океанической коры Печенга-Варзугского океана, а ее возможные реликты, обдуцированные на континентальную кору, были уничтожены эрозией. Открытие Печенга-Варзугского океана ограничено снизу возрастом 2004 ± 9 млрд лет органического вещества в пильгуярвинской осадочной подсвите [Hannah et al., 2006], и он существовал как минимум до рубежа 1,97 млрд лет (возраст прослая кислого туфа в подушечных толеитах пильгуярвинской вулканической подсвиты [Hanski et al., 1990]).

Северо-восточным и юго-западным фландами ЛКО являются соответственно архейские Кольская и Беломорская провинции. В целом ЛКО располагается между Мурманским кратоном на северо-востоке и кратонами Карельским и Норрботтен на юго-западе (рис. 1 и 2). Основу глубокоэродированного ядра ЛКО (аналога метаморфического ядра в коллизионных орогенах фанерозоя) составляют Лапландский гранулитовый пояс (террейн; ЛГП), Умбинский гранулитовый и Терский террейны, целиком сложенные палеопротерозойской ювенильной корой с возрастом 1,98–1,92 млрд лет, породы которой имеют островодужные геохимические характеристики и содержат примесь архейского материала (см. обзоры в [Daly et al., 2006; Lahtinen, Huhma, 2019], а также Sm-Nd-данные в [Пожиленко и др., 2018]). Осадочные протолиты ЛГП

накапливались ~2,0–1,94 млрд лет назад либо в бассейне рядом с островной дугой [Daly et al., 2006], либо в ретродуговом бассейне, заложенном на беломорской континентальной коре [Lahtinen, Huhma, 2019].

В состав ядра ЛКО также входят террейны Инари и Стрельнинский, сложенные палеопротерозойскими магматическими породами с островодужной геохимией, одновозрастными таким же породам в ядре [Daly et al., 2006], и архейскими породами. В террейне Инари одновозрастными этим палеопротерозойским породам являются гранитоиды южного обрамления Печенгского пояса (1,94–1,95 млрд лет [Скуфьин и др., 2000; Ветрин и др., 2008]. Объем палеопротерозойской ювенильной коры в террейне Инари сейчас увеличен за счет тальинской свиты (риодацит, 1926 ± 7 млн лет [Вревский и др., 2024]), каскамской свиты (риодацит, 1924 ± 5 млн лет, андезит, 1923 ± 6 млн лет) и тоналитов с возрастом 1936 ± 7 млн лет [Вревский и др., 2023]). Значения $\epsilon Nd(t)$ в этих породах варьируют от +0,1 до +2,8, что предполагает происхождение исходных для них магм из палеопротерозойского ювенильного источника, в разной степени контаминированных архейским материалом. Ранее они считались породами архейского Терско-Аллареченского зеленокаменного пояса. Наконец, к ядру ЛКО отнесены породы томингской серии ИВП и южнопеченгской серии ПП, которые ограничены надвигами и взбросами и для которых также предполагается образование в островодужной обстановке.

Рост ювенильной коры начался с самого раннего импульса субдукционного магматизма 1,975 млрд лет назад в Терском террейне (ТТГ-гнейсы и кислые вулканы с островодужной геохимией [Daly et al., 2006]) и, учитывая новые данные, продолжался до рубежа 1,92 млрд лет. Началу коллизии или ее пику в восточной части ЛКО отвечает возраст 1,925 млрд лет гранулитового метаморфизма [Бибикова и др., 1993] во время первого этапа лапландско-кольской коллизии – формирования глубинных надвигов в подошвах Лапландского гранулитового пояса и Умбинского гранулитового террейна и подстилающих их тектонических меланжей Танаэлв и Колвицкий соответственно, а также тектоники сорванной средней коры в Кейвском террейне [Балаганский и др., 2006; Daly et al., 2006; Balagansky et al., 2012]. В юго-восточной части ЛКО верхняя возрастная граница первого этапа коллизии составляет 1916 ± 10 млн лет [Мудрук, 2014]; в северо-западной части она началась на 10 миллионов лет позднее и происходила

в интервале 1,915–1,910 млрд лет назад [Lahtinen, Huhma, 2019]. В восточной части ЛКО этот этап сменился этапом транспрессии, выразившейся в правосторонних движениях параллельно запад-северо-западному простиранию орогенного ядра с образованием субгоризонтальной линейности в гранулитах этого ядра ~ 1,92–1,91 млрд лет назад [Балаганский и др., 2006].

Постколлизийная стадия и эксгумация орогенного ядра начались в обеих частях ЛКО 1,90 млрд лет назад [Daly et al., 2006; Lahtinen, Huhma, 2019]. В восточной части ЛКО эксгумация ядра происходила быстрее (до 7,4 °C млн лет⁻¹) [Daly et al., 2006], чем в Беломорской провинции, то есть в юго-западном форланде (2–4 °C млн лет⁻¹) [Bibikova et al., 2001]. Если на этой стадии в юго-восточной части ЛКО тектонические движения практически прекратились, то в северо-западной части они возобновились и привели к образованию гигантского аркообразного изгиба Лапландского гранулитового пояса (рис. 1 и 2). Этот изгиб образовался либо в результате дальнейшего надвигания гранулитов к юго-западу [Daly et al., 2006] в результате локального выдавливания горных пород вверх из ядра орогена, либо представляет собой ороклин, возникший ~1,86 млрд лет назад при правосторонних движениях по сдвиговой зоне корового масштаба, положение которой близко к таковому скрытой коллизийной сuture [Lahtinen, Huhma, 2019].

В результате трех этапов коллизий ЛКО приобрел в поперечном разрезе пальмовидную геометрию [Балаганский и др., 2016]. В Кольской провинции (северо-восточный форланд ЛКО) надвиги и покровы в северо-восточном направлении установлены в ПП и Кейвском террейне, а также в центральной части ИВП. В юго-западном форланде эти коллизийные структуры образовались при значительном надвигании ЛГП, Умбинского и Терского террейнов на Беломорскую провинцию к югу. Пальмовая геометрия является типичной для коллизийных орогенов фанерозоя (см. рис. 18.3 в книге [van der Pluim, Marshak, 2004]). Согласно работе [Chardon et al., 2009], остывание мантии после образования Земли и синхронное изменение термального состояния литосферы (ее остывание) привели к эволюции орогенных поясов от «сверхгорячих» аккреционных орогенов архея к «холодным» коллизийным орогенам фанерозоя, характеризовавшейся генерацией соответственно большого и малого объема континентальной коры. Авторы этой работы выделили переходный тип горячих орогенов (*mixed-hot orogens*),

один из двух подтипов которых включает узкие протерозойские коллизийные пояса, содержащие «сверхгорячую» ювенильную кору, но имеющие геометрию и кинематику современных «холодных» коллизийных орогенов. Они отнесли ЛКО к переходному типу горячих орогенов, и приведенные выше данные подтверждают этот вывод.

Характерной чертой ЛКО является воздымание земной коры между ЛГП и террейном Инари на северо-западе ЛКО и Умбинским, Терским и Стрельнинским террейнами на юго-востоке. В этом воздымании находится узкая зона контакта Беломорской и Кольской провинций (соответственно верхней и нижней палеоплит), интерпретируемая в данной работе как коллизийная сuture. Одним из компонентов этой зоны является Воче-Ламбинская сдвиговая зона взбрососдвигового характера, отражающая взброс Кольской провинции на Беломорскую на фоне левосторонних движений. Глубинное строение этого воздымания может пролить свет на историю образования и развития ЛКО, но надежные сейсмические данные по этому участку земной коры пока отсутствуют.

Полное прекращение тектонической активности, вызванное лапландско-кольской коллизийной орогией, произошло 1,80–1,76 млрд лет назад, когда внедрились посторогенные граниты Наттанен-типа в северо-западной части ЛКО и стрельнинские граниты в юго-восточной части [Daly et al., 2006 и ссылки в ней].

Согласно модели развития ЛКО в работе [Lahtinen, Huhma, 2019], беломорские эклогиты с возрастом 1,915–1,910 млрд лет образовались в зоне Печенга-Варзугской коллизийной сuture во время субконтинентальной пологой субдукции Кольской провинции (нижняя палеоплита) под Беломорскую (верхняя палеоплита). По мнению ее авторов, эта сuture простирается от восточного окончания ЛГП к юго-востоку, разрезает северные районы Беломорской провинции на две части и проходит к юго-западу от Умбинского гранулитового террейна и Колвицкого меланжа. Эти две тектонические структуры являются аналогами ЛГП и меланжа Танаэла, и также к северо-востоку от них располагаются островодужные породы, причем не только Терского террейна, но и Стрельнинского террейна (аналога террейна Инари; рис. 1 и 2). Все перечисленные структуры образовались в результате одного и того же тектонического процесса – субдукции Кольской палеоплиты под Беломорскую к юго-западу, однако в рассматриваемой модели они оказываются по разные стороны

от коллизионной сутуры, что является слабой стороной модели и требует ее доработки. Еще одним указанием на необходимость доработки является отсутствие каких-либо следов этой сутуры внутри северных районов Беломорской провинции.

В рамках второй модели [Daly et al., 2006], которая также требует доработки, палеопротерозойские беломорские эклогиты образовались в нижней части континентальной коры Беломорской палеоплиты, мощность которой была значительно увеличена вследствие надвигания на нее лапландских и умбинских гранулитов и подстилающих их меланжей Танаэла и Колвицкой. Последние оценки условий палеопротерозойского эклогитового метаморфизма на севере этой палеоплиты составляют 24 кбар [Li et al., 2025], что соответствует ~85 км. Если модель с двумя коллизионными сутурами верна, нельзя исключить и субконтинентальную субдукцию Беломорской палеоплиты под Кольскую. В любом случае обе модели образования ЛКО и места в них эклогитового метаморфизма нуждаются в ревизии. Одной из альтернатив этим субдукционным моделям образования беломорских эклогитов является сценарий, который включает «выпучивание» (выдавливание вверх) юго-западного форланда Лапландско-Кольского компрессионного орогена и флексурный изгиб архейской литосферы, которые вызвали ее укорочение и усиление дислокационной ползучести коры и флюидной активности [Щипанский, 2025].

Приведенные данные показывают, что со всех позиций – тектонических, структурных, петрологических (РТ-условий метаморфизма и характера магматизма) и геохронологических (возраста палеопротерозойской ювенильной коры и пика ее деформации и метаморфизма) – палеопротерозойские орогенные события не связаны со свекофеннской аккреционной орогенцией в юго-западной части Фенноскандинавского щита, а предшествовали ей и являются результатом самостоятельной лапландско-кольской коллизионной орогенции. Более подробно этот вопрос рассмотрен в работе [Балаганский и др., 2016].

Заключение

Анализ всех имеющихся данных показывает, что архейская континентальная кора Кольского региона является типичной для древнейших щитов и образовалась во время бурного роста континентальной коры с образованием суперконтинента Кенорленд 2,9–2,6 млрд

лет назад [Nance et al., 2014]. Предлагаются разные геодинамические модели (режимы) этого роста: последовательное проявление режимов позднемезоархейской кратонизации, первичных зеленокаменных поясов, корово-астеносферного, коллизионного и позднеархейской кратонизации [Сорохтин и др., 2024], комбинация плитнотектонической и плюмовой моделей [Глубинное..., 2010], плитнотектоническая модель [Щипанский и др., 2012; Слабунов и др., 2021] и плюмовая (внесубдукционная) модель [Вревский, 2019]. Представляется, что, помимо всех других условий, для создания более адекватных тектонических моделей образования и роста земной коры Кольского региона в архее необходимо выявить взаимосвязь между образованием и развитием Беломорской и Кольской провинций, в составе которых присутствуют одинаковые по возрасту архейские супракрустальные породы, испытывавшие метаморфизм при существенно разных величинах геотермического градиента и при разном кинематическом плане деформаций.

Палеопротерозойская история Кольского региона является ярким примером проявления двух главных в палеопротерозое всей Земли событий – континентального рифтогенеза 2,5–2,0 млрд лет назад и роста ювенильной коры в орогенных поясах 2,0–1,8 млрд лет назад. Многолетнее изучение рифтогенных толщ традиционными методами стратиграфии и формационного анализа привели к детальной и хорошо обоснованной стратиграфической колонке раннего палеопротерозоя (2,5–2,0 млрд лет), а также к подробному литологическому описанию более молодых орогенных толщ [Имандра..., 1982; Магматизм..., 1995; Reading..., 2012]. Однако выполненные в последние годы немногочисленные пока геохронологические работы показали, что эта колонка может содержать большие перерывы, по крайней мере между периодами накопления вулканических толщ, а традиционная корреляция отдельных супракрустальных толщ ставится под сомнение результатами исследований малых и редкоземельных элементов [Арзамасцев и др., 2020; Арзамасцев, 2022]. Отсюда очевидна необходимость получения надежных изотопных датировок по всему разрезу кольских рифтогенных толщ, несмотря на трудности в датировании осадочных пород. Также необходимо дальнейшее геохимическое изучение этого разреза, хотя сейчас уже ясно, что различия в распределении элементов-примесей и редких земель в породах двух вулканических толщ могут быть связаны

с их происхождением из разных источников, а не с их разным возрастом. Сказанное во всем объеме относится и к орогенным толщам. В структурном и тектоническом отношении одной из первоочередных задач является разработка тектонической модели образования сложного строения Имандра-Варзугского пояса. В центральной части этого пояса породы падают к юго-юго-западу, а в восточной части – к северо-северо-востоку при опрокинутом их залегании, образуя своеобразную пропеллеровидную структуру, при этом юго-восточное окончание пояса имеет центриклинальный характер.

Анализ палеопротерозойской орогенной истории позволил вскрыть взаимосвязь между лапландско-кольской коллизионной и свекофеннской аккреционной орогенностями. Палеопротерозойские орогенные события начались с лапландско-кольской коллизионной орогении на северо-востоке щита 2,0–1,9 млрд лет назад [Bridgwater et al., 1996; Балаганский и др., 2006; Daly et al., 2006], которая сменилась на юго-западе свекофеннской аккреционной орогенцией 1,9–1,8 млрд лет назад [Lahinen et al., 2009; Балтыбаев, 2022]. Последовательное проявление лапландско-кольской и свекофеннской орогений и миграцию орогенных событий [Балаганский и др., 2011] можно выделить как лапландско-свекофенскую орогению [Балаганский и др., 2016] тюркского типа [Sengör, Natal'in, 1996], которая сопоставима с орогенностями, вызванными движениями литосферных плит. Эта орогения почти полностью сформировала Фенноскандинавский щит в его современном виде и была одним из проявлений палеопротерозойского суперконтинентального цикла, в результате которого сформировался суперконтинент Колумбия (Нуна, Нена).

Изучение Воче-Ламбины и Кейв было инициировано Ф. П. Митрофановым, директором ГИ КНЦ РАН в 1986–2007 гг. Сбор структурных и геофизических материалов по породам Кейв и их обработка были бы невозможны без участия И. А. Горбунова, Т. В. Горбуновой, С. В. Мудрука и А. Б. Раевского, за что автор им искренне признателен. Автор также глубоко благодарен Р. В. Кислицыну (Университет Далхаузи, Галифакс, Канада) за разрешение на публикацию изотопных данных для пород Воче-Ламбины. Доброжелательные замечания С. В. Мудрука и конструктивная критика рукописи обоими анонимными рецензентами сделали ее текст более строгим и понятным.

Методика датирования

Датирование было выполнено Р. В. Кислицыным в лаборатории изотопной геологии Геологической службы Финляндии в 1999 году при поддержке Дж. С. Дэйли (University College Dublin), Х. Хухмы (Geological Survey of Finland) и проекта EUROPROBE. Для датирования зерна цирконов размером в основном 0,15–0,10 мм отбирались под биноклем, при недостаточном их количестве анализировались зерна других размеров. Фракции циркона выделялись по сходству формы кристаллов, их цвету и прозрачности, а также по степени сохранности граней и отсутствию древних ядер, включений и трещин. Большая часть фракций циркона были абрадированы для удаления краевых частей кристаллов, которые испытывают наибольшие потери Pb.

Выделение U и Pb из цирконов и стандарта ИГФМ-87 проводилось по модифицированной методике Кроу [Krogh, 1973]. Измерения изотопного состава U и Pb проводились на многоколлекторном масс-спектрометре VG SECTOR 54. Pb наносился на дегазированную ренийевую ленточку в потоке чистого фильтрованного воздуха в фосфатной форме. В качестве эмиттера ионов использовался силикагель. Измерения проводились в статическом режиме с использованием чашек Фарадея для всех пиков, кроме ^{204}Pb . Измерения пика ^{204}Pb проводились с использованием умножителя вторичных электронов Дэйли. Калибровка умножителя относительно чашек Фарадея проводилась каждый раз перед началом измерений и затем через каждые 3–4 часа работы. U наносился на ленточку в фосфатной форме в потоке чистого фильтрованного воздуха. Измерения проводились в статическом режиме с использованием чашек Фарадея для обоих пиков ^{235}U и ^{238}U . Погрешности отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ не превышали 0,7, 0,05 % для остальных Pb/Pb-отношений и 0,41 % для Pb/U-отношений. Воспроизводимость Pb/U-отношений равнялась 0,4 % (2σ) (результаты анализа четырех навесок циркона ИГФМ-87 [Бартницкий и др., 1987]). Для учета возможной неоднородности циркона погрешности Pb/U-отношений были увеличены до 0,6 %. Все возрасты рассчитаны по программам К. Р. Людвиг PBDAT (версия 1.22) и ISOPLOT (версия 4.15). При расчете использовались константы распада из работы [Steiger, Jäger, 1977]. Погрешности U-Pb-возрастов равны 2σ (с учетом погрешностей определения констант распада). Полная информация о методике датирования приведена в [Кислицын, 2001].

Литература

- Авакян К. Х. Геология и петрология Центрально-Кольской гранулитогнейсовой области архея / Ред. А. Л. Книппер, В. С. Федоровский. М.: Наука, 1992. 168 с.
- Адушкин В. В., Гоев А. Г., Санина И. А., Федоров А. В. Особенности глубинного скоростного строения центральной части Кольского полуострова методом функций приемника // ДАН. 2021. Т. 501, № 2. С. 180–183. doi: 10.31857/S268673972112001X
- Арзамасцев А. А. Эволюция магматизма палеопротерозойского Печенга-Варзугского рифта с позиций новых данных по неоген-четвертичным рифтогенным структурам Восточной Африки // Труды Карельского научного центра РАН. 2022. № 5. С. 14–17. doi: 10.17076/geo1674
- Арзамасцев А. А., Егорова С. В., Ерофеева К. Г., Самсонов А. В., Степанова А. В., Скуфьин П. К., Чашин В. В., Веселовский Р. В. Палеопротерозойские (2.51–2.40 млрд лет) магматические провинции северо-восточной части Фенноскандии: геохимия вулканитов и корреляция с интрузивными комплексами // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2020. Т. 28, № 6. С. 37–66. doi: 10.31857/S0869592X20060034
- Балаганский В. В. Петрохимия неогархейских кислых метавулканитов лебяжинской свиты Кейвского террейна, арктическая зона Фенноскандинавского щита // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. Т. 18. С. 37–47.
- Балаганский В. В., Горбунов И. А., Мудрук С. В. Палеопротерозойские Лапландско-Кольский и Свекофеннский орогены (Балтийский щит) // Вестник Кольского научного центра РАН. 2016. № 3(26). С. 5–11.
- Балаганский В. В., Минц М. В., Дэйли Дж. С. Палеопротерозойский Лапландско-Кольский ороген // Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программе EUROPROBE. М.: ГЕОКАРТ-ГЕОС, 2006. С. 158–171.
- Балаганский В. В., Раевский А. Б., Мудрук С. В. Нижний докембрий Кейвского террейна, северо-восток Балтийского щита: стратиграфический разрез или коллаж тектонических пластин? // Геотектоника. 2011. № 2. С. 32–48.
- Балаганский В. В., Тиммерман М. Я., Кислицын Р. В., Дэйли Дж. С., Балашов Ю. А., Ганнибал Л. Ф., Шерстенников О. Г., Рюнгенен Г. И. Изотопный возраст пород Колвицкого пояса и Умбинского блока (юго-восточная ветвь Лапландского гранулитового пояса), Кольский полуостров // Вестник МГТУ. 1998. Т. 1, № 3. С. 19–32.
- Балтыбаев Ш. К. Свекофеннский аккреционный ороген: современные представления о его строении и эволюции // Труды Карельского научного центра РАН. 2022. № 5. С. 18–21. doi: 10.17076/geo1664
- Бартницкий Е. Н., Бибикова Е. В., Верхогляд В. М., Запечальнюк С. А., Легкова Г. В., Мицкевич Н. Ю., Скобелев В. М., Терез Г. Я. ИГФМ-87 – всесоюзный стандарт циркона для уран-свинцовых изотопных исследований // Методы изотопной геологии: Тез. докл. Всесоюз. шк.-семинара. М.: ГЕОХИ РАН, 1987. С. 36–39.
- Батиева И. Д. Петрология щелочных гранитоидов Кольского полуострова / Ред. И. В. Бельков. Л.: Наука, 1976. 224 с.
- Баянова Т. Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб.: Наука, 2004. 174 с.
- Бельков И. В. Кианитовые сланцы свиты Кейв. М.-Л.: АН СССР, 1963. 322 с.
- Бибикова Е. В., Ветрин В. Р., Кирнозова Т. И., Макаров В. А., Смирнов Ю. П. Геохронология и корреляция пород нижней части Кольской сверхглубокой скважины // ДАН. 1993. Т. 332, № 3. С. 360–363.
- Богданова М. Н., Ефимов М. М. Конгломераты Колвицкой структурно-формационной зоны // Геология и геохимия метаморфических комплексов Кольского полуострова / Ред. И. В. Бельков. Апатиты: КФ АН СССР, 1975. С. 65–69.
- Бриджвотер Д., Скотт Д., Балаганский В. В., Тиммерман М. Я., Маркер М., Бушмин С. А., Алексеев Н. Л., Дэйли Дж. С. Природа раннедокембрийских метаосадков в Лапландско-Кольском поясе по результатам $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ датирования единичных зерен циркона и Sm-Nd изотопным данным по породам в целом // ДАН. 1999. Т. 366, № 5. С. 664–668.
- Ветрин В. Р. Гранитоиды Мурманского блока / Ред. И. Д. Батиева. Апатиты: КФ АН СССР, 1984. 126 с.
- Ветрин В. Р., Родионов Н. В. Геология и геохронология неогархейского анорогенного магматизма Кейвской структуры, Кольский полуостров // Петрология. 2009. Т. 17, № 6. С. 578–600.
- Ветрин В. Р., Туркина О. М., Родионов Н. В. U-Pb-возраст и условия формирования гранитоидов южного обрамления Печенгской структуры (Балтийский щит) // ДАН. 2008. Т. 418, № 6. С. 806–810.
- Володичев О. И. Беломорский комплекс Карелии (геология и петрология) / Ред. В. А. Глебовицкий. Л.: Наука, 1990. 248 с.
- Володичев О. И., Слабунов А. И., Бибикова Е. В., Конилов А. Н., Кузенко Т. И. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Петрология. 2004. Т. 12, № 6. С. 609–631.
- Воче-Ламбинский архейский геодинамический полигон Кольского полуострова / Ред. Ф. П. Митрофанов, В. И. Пожиленко. Апатиты: КНЦ АН СССР, 1991. 196 с.
- Вревский А. Б. Геологические и изотопно-геохимические признаки внесубдукционных петрологических механизмов формирования неогархейской континентальной коры Кольско-Норвежской области Фенноскандинавского щита // Петрология. 2019. Т. 27, № 2. С. 161–186. doi: 10.31857/S0869-5903272161-186
- Вревский А. Б. Особенности проявления неогархейских плюм-литосферных процессов в Кольско-Норвежской провинции Фенноскандинавского щита: I. Состав и возраст коматит-толеитовой ассоциации // Петрология. 2018. Т. 26, № 2. С. 116–139. doi: 10.7868/S0869590318020024
- Вревский А. Б. Петрология, возраст и полихронность источников инициального магматизма Имандра-Варзугского палеорифта Фенноскандинавского щита // Петрология. 2011. Т. 19, № 5. С. 546–574.

- Вревский А. Б., Кузнецов А. Б., Львов П. А. Возраст и стратиграфическое положение супракрустального комплекса Каскамского блока террейна Инари (северо-восток Кольско-Норвежской области Фенноскандинавского щита) // ДАН. 2023. Т. 511, № 2. С. 159–167. doi: 10.31857/S2686739723600674
- Вревский А. Б., Кузнецов А. Б., Львов П. А. Новые данные к региональной стратиграфической шкале палеопротерозоя Фенноскандинавского щита (изотопная геохимия и возраст супракрустальных комплексов террейна Инари, Кольский полуостров) // ДАН. 2024. Т. 519, № 1. С. 405–413. doi: 10.31857/S2686739724110031
- Геология и геохимия метаморфических комплексов раннего докембрия Кольского полуострова / Ред. И. В. Бельков. Л.: Наука, 1980. 240 с.
- Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита / Отв. ред. К. О. Кратц. Л.: Наука, 1972. 193 с.
- Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и ТАТСЕЙС / Ред. А. Ф. Морозов. М.: ГЕОКАРТ-ГЕОС, 2010. Т. 1. С. 408.
- Загородный В. Г., Радченко А. Т. Тектоника карелид северо-восточной части Балтийского щита / Ред. И. В. Бельков. Л.: Наука, 1988. 111 с.
- Земная кора восточной части Балтийского щита / Ред. К. О. Кратц. Л.: Наука, 1978. 231 с.
- Имандра-Варзугская зона карелид / Ред. Г. И. Горбунов. Л.: Наука, 1982. 280 с.
- Кислицын Р. В. Возраст и кинематика тектонических движений в ядре раннепротерозойского Лапландско-Кольского орогена: Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Апатиты, 2001. 165 с.
- Кислицын Р. В., Балаганский В. В., Манттари И., Ганнибал Л. Ф., Пожиленко В. И. U-Pb возраст цирконов из габброноритов и габброанортозитов полигона Воче-Ламбина, Кольский полуостров // Вестник МГТУ. 2000. Т. 3, № 2. С. 307–314.
- Козлов Н. Е., Иванов А. А., Нерович Л. И. Лапландский гранулитовый пояс – первичная природа и развитие / Ред. Ф. П. Митрофанов. Апатиты: КНЦ АН СССР, 1990. 170 с.
- Козлов Н. Е., Сорохтин Н. О., Марчук Т. С. Развитие Кейвского домена в докембрии // Вестник МГТУ. 2023. Т. 26, № 1. С. 18–24. doi: 10.21443/1560-9278-2023-26-1-18-24
- Кудряшов Н. М., Калинин А. А., Лялина Л. М., Удоратина О. В., Селиванова Е. А., Галеева Е. В., Зыкова Т. С. Редкометалльные пегматитовые месторождения Охмыльк и Васин-Мыльк (северо-восточная часть Фенноскандинавского щита): U-Pb изотопно-геохронологические исследования циркона // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2023. Т. 20. С. 588–596. doi: 10.31241/FNS.2023.20.074
- Кудряшов Н. М., Петровский М. Н., Мокрушин А. В., Елизаров Д. В. Неоархейский санукитоидный магматизм Кольского региона: геологические, петрохимические, геохронологические и изотопно-геохимические данные // Петрология. 2013. Т. 21, № 4. С. 389–413. doi: 10.7868/S0869590313030047
- Литосфера Балтийского щита по сейсмическим данным / Ред. Н. В. Шаров. Апатиты: КНЦ РАН, 1993. 145 с.
- Магматизм, седиментогенез и геодинамика Печенгской палеорифтогенной структуры / Ред. Ф. П. Митрофанов, В. Ф. Смолькин. Апатиты: КНЦ РАН, 1995. 256 с.
- Митрофанов Ф. П., Зозуля Д. Р., Баянова Т. Б., Левкович Н. В. Древнейший в мире анорогенный щелочногранитный магматизм в Кейвской структуре Балтийского щита // ДАН. 2000. Т. 374, № 2. С. 238–241.
- Морозова Л. Н., Баянова Т. Б. Архейский геодинамический полигон Воче-Ламбина (Балтийский щит), Кольский п-ов, Россия. Путевод. геол. экск. / Ред. Ф. П. Митрофанов, В. В. Балаганский. Апатиты: КНЦ РАН, 2013. 44 с.
- Морозова Л. Н., Баянова Т. Б., Серов П. А. Основные этапы гранитообразования в архее северо-востока Балтийского щита (на примере полигона Воче-Ламбина) // Литосфера. 2011. № 6. С. 14–26.
- Морозова Л. Н., Митрофанов Ф. П., Баянова Т. Б., Ветрин В. Р., Серов П. А. Гомологи архейских пород разреза Кольской сверхглубокой скважины в северной части Беломорского подвижного пояса (полигон Воче-Ламбина) // ДАН. 2012. Т. 442, № 2. С. 215–218.
- Мудрук С. В. Главные этапы палеопротерозойских деформаций в Кейвском и Стрельнинском террейнах северо-востока Балтийского щита: Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Апатиты, 2014. 143 с.
- Мысцова Т. А., Бережная Н. Г., Глебовицкий В. А., Милькевич Р. И., Лепехина Е. Н., Матуков Д. И., Антонов А. В., Сергеев С. А., Шулешко И. К. Находки древнейших цирконов с возрастом 3600 млн лет в гнейсах кольской серии Центрально-Кольского блока Балтийского щита (U-Pb, SHRIMP-II) // ДАН. 2005. Т. 402, № 1. С. 82–86.
- Мысцова Т. А., Глебовицкий В. А., Милькевич Р. И., Бережная Н. Г., Скублов С. Г. Уточнение состава и возраста глиноземистых гнейсов Урагубской зеленокаменной структуры позднего архея, Кольский полуостров // Записки РМО. 2010. Т. 139, № 3. С. 15–21.
- Мысцова Т. А., Филиппов Н. Б., Львов П. А. Первые U-Pb по циркону данные о возрасте габбродиоритовых даек Кейвского домена Фенноскандинавского щита // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2025. Т. 22. С. 4–13. doi: 10.31241/FNS.2025.22.001
- Пожиленко В. И., Серов П. А., Петров В. П. Sm-Nd изотопные исследования раннедокембрийских пород Кольского региона: краткий обзор и новые данные // Вестник Кольского научного центра РАН. 2018. № 1(10). С. 37–49.
- Радченко А. Т., Балаганский В. В., Басалаев А. А., Беляев О. А., Пожиленко В. И., Радченко М. К. Объяснительная записка к геологической карте северо-восточной части Балтийского щита масштаба 1:500 000. Апатиты: КНЦ РАН, 1994. 96 с.
- Ранний докембрий Балтийского щита / Ред. В. А. Глебовицкий. СПб.: Наука, 2005. 711 с.
- Серов П. А., Кунакузин Е. Л., Стешенко Е. Н. Палеоархейские протолиты пород зоны сочленения

Центрально-Кольского и Мурманского блоков (Фенноскандинавский щит): новые Sm-Nd данные // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2022. Т. 19. С. 323–328. doi: 10.31241/FNS.2022.19.059

Скуфьин П. К., Баянова Т. Б., Митрофанов Ф. П., Апанасевич Е. А., Левкович Н. В. Абсолютный возраст гранитоидов Шуонияврского массива из южного обрамления Печенгской структуры (Кольский полуостров) // ДАН. 2000. Т. 370, № 2. С. 227–230.

Скуфьин П. К., Баянова Т. Б., Митрофанов Ф. П. Изотопный возраст субвулканических гранитоидов раннепротерозойской Панареченской вулканотектонической структуры, Кольский полуостров // ДАН. 2006. Т. 408, № 6. С. 805–809.

Слабунов А. И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита) / Ред. О. И. Володичев. Петрозаводск: Карел. науч. центр РАН, 2008. С. 298.

Слабунов А. И., Балаганский В. В. Щипанский А. А. Мезоархей-палеопротерозойская эволюция земной коры Беломорской провинции Фенноскандинавского щита и тектоническая позиция эклогитов: обзор // Геология и геофизика. 2021. Т. 62, № 5. С. 650–677. doi: 10.15372/GiG2021116

Слабунов А. И., Кервинен А. В., Нестерова Н. С., Егоров А. В., Максимов О. А., Медведев П. В. Главные эпизоды формирования полосчатых железистых кварцитов Костомукшского зеленокаменного пояса (Карельский кратон): данные U-Th-Pb датирования циркона // Труды Карельского научного центра РАН. 2023. № 2. С. 5–22. doi: 10.17076/geo1749

Слабунов А. И., Лобач-Жученко С. Б., Бибикова Е. В., Балаганский В. В., Сорьонен-Вард П., Володичев О. И., Щипанский А. А., Светов С. А., Чекулаев В. П., Арестова Н. А., Степанов В. С. Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодинамические обстановки // Геотектоника. 2006. № 6. С. 3–32.

Смолюкин В. Ф., Межеловская С. В., Межеловский А. Д. Источники обломочного материала терригенных толщ палеобассейнов неоархейского и палеопротерозойского возраста восточной части Фенноскандинавского щита по данным изотопного анализа детритового циркона (SIMS, LA-ICP-MS) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2020. Т. 28, № 6. С. 3–36. doi: 10.31857/S0869592X20060095

Сорохтин Н. О., Козлов Н. Е., Глазнев В. Н., Кудряшов Н. М. Архей Балтийского щита. Апатиты: КНЦ РАН, 2024. 715 с.

Степанова А. В., Самсонов А. В., Сальникова Е. Б., Егорова С. В., Ларионова Ю. О., Арзамасцев А. А., Ларионов А. Н., Суханова М. А., Веселовский Р. В. Великая дайка Кольского полуострова – маркер архейской кратонизации в северной части Фенноскандинавского щита // Петрология. 2022. Т. 30, № 6. С. 623–643. doi: 10.31857/S0869590322060085

Чащин В. В., Баянова Т. Б., Левкович Н. В. Вулканоплутоническая ассоциация раннего этапа развития Имандра-Варзугской рифтогенной зоны, Кольский полуостров: геологические, петрогеохимические и изотопно-геохронологические данные // Петрология. 2008. Т. 16, № 3. С. 296–316.

Чащин В. В., Баянова Т. Б., Левкович Н. В. Кислогубская свита верхнеархейского Терско-Аллареченского зеленокаменного пояса (Кольский полуостров, Россия): стратотипический разрез и U-Pb возраст // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2004. Т. 12, № 6. С. 3–15.

Шуркин К. А., Горлов Н. В., Салье М. Е., Дук В. Л., Никитин Ю. В. Беломорский комплекс северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова / Ред. К. А. Шуркин. М.-Л.: АН СССР, 1962. 307 с.

Щипанский А. А. Тектогенез Беломорского подвижного пояса и происхождение беломорских эклогитов (северо-восток Балтийского щита) // Геотектоника. 2025. № 4. С. 1–28. doi: 10.31857/S0016853X25040016

Щипанский А. А., Ходоревская Л. И., Конилов А. Н., Слабунов А. И. Эклогиты Беломорского пояса (Кольский полуостров): геология и петрология // Геология и геофизика. 2012. Т. 53, № 1. С. 3–29.

Эндогенные режимы метаморфизма раннего докембрия (северо-восточная часть Балтийского щита) / Ред. Ф. П. Митрофанов. Л.: Наука, 1990. 184 с.

Artemieva I. M. Dynamic topography of the East European craton: Shedding light upon lithospheric structure, composition and mantle dynamics // Glob. Planet. Change. 2007. Vol. 58. P. 411–434. doi: 10.1016/j.gloplacha.2007.02.013

Artemieva I. M. Global 1° × 1° thermal model TC1 for the continental lithosphere: Implications for lithosphere secular evolution // Tectonophysics. 2006. Vol. 416. P. 245–277. doi: 10.1016/j.tecto.2005.11.022

Balagansky V. V., Mudruk S. V., Gorbunov I. A., Raevsky A. B. Tectonics of detached middle crust in the north-eastern foreland of the Palaeoproterozoic Lapland-Kola collisional orogen, north-eastern Baltic Shield // Proceedings of the MSTU. 2012. Vol. 15, no. 2. P. 300–310.

Balagansky V. V., Myskova T. A., Lvov P. A., Lariov A. N., Gorbunov I. A. Neoarchean A-type acid metavolcanics in the Keivy Terrane, northeastern Fennoscandian Shield: geochemistry, age, and origin // Lithos. 2021. Vol. 380–381. Art. 105899. doi: 10.1016/j.lithos.2020.105899

Balashov Yu. A., Mitrofanov F. P., Balagansky V. V. New geochronological data on Archaean rocks of the Kola Peninsula // Correlation of Precambrian Formations in the Kola-Karelian Region and Finland / Eds. F. P. Mitrofanov, V. V. Balagansky. Apatity: KSC RAS, 1992. P. 13–34.

Bayanova T., Bazay A. V., Steshenko E. N., Kunakkuzin E., Serov P., Borisenko E. S., Elizarov D. V. Neoarchean banded iron formations of the Fennoscandian Shield: new zircon U-Pb (ID TIMS and SHRIMP-II) isotope ages of noble metal mineralization and Nd-Sr data on whole rocks // Inter. Geol. Rev. 2023. Vol. 65, no. 17. P. 2630–2643. doi: 10.1080/00206814.2022.2153386

Bayanova T., Kunakkuzin E., Serov P., Steshenko E., Borisenko E., Lariov A., Turkina O. The oldest grey gneisses and tonalite-trondhjemite granodiorites in the Fennoscandian Shield: ID-TIMS and SHRIMP data // Open J. Geol. 2020. Vol. 10, no. 2. P. 124–136. doi: 10.4236/ojg.2020.102007

- Bibikova E., Skiöld T., Bogdanova S., Gorbatshev R., Slabunov A. Titanite-rutile thermochronometry across the boundary between the Archaean Craton in Karelia and the Belomorian Mobile Belt, eastern Baltic Shield // *Precam. Res.* 2001. Vol. 105. P. 315–330. doi: 10.1016/S0301-9268(00)00117-0
- Brasier A. T., Martin A. P., Melezhik V. A., Prave A. R., Condon D. J., Fallick A. E., *FAR-DEEP Scientists*. Earth's earliest global glaciation? Carbonate geochemistry and geochronology of the Polisarka Sedimentary Formation, Kola Peninsula, Russia // *Precam. Res.* 2013. Vol. 235. P. 278–294. doi: 10.1016/j.precamres.2013.06.007
- Bridgwater D., Campbell L., Mengel F., Marker M., Scott D. The Nagssugtoqidian of West Greenland in the light of comparative studies of juvenile components in the Paleoproterozoic Torngat, SE Greenland Nagssugtoqidian, and Lapland-Kola “collisional” belts // 2nd DLC Workshop on Nagssugtoqidian geology. Proceedings. Danish Lithosphere Centre. 1996. P. 6–19.
- Chardon D., Gapais D., Carnard F. Flow of ultra-hot orogens: A view from the Precambrian, clues for the Phanerozoic // *Tectonophysics*. 2009. Vol. 477. P. 105–118. doi: 10.1016/j.tecto.2009.03.008
- Corfu F., Hancher J. M., Hoskin P. W. O., Kinny P. Atlas of zircon textures // *Rev. Mineral. Geochem.* 2003. Vol. 53. P. 469–500. doi: 10.2113/0530469
- Daly J. S., Balagansky V. V., Timmerman M. J., Whitehouse M. J. The Lapland-Kola Orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere // *European Lithosphere Dynamics / Geological Society London, Memoirs*. 2006. No. 32. P. 579–598. doi: 10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.35
- Gärtner C., Bahlburg H., Melezhik V. A., Berndt J. Dating Palaeoproterozoic glacial deposits of the Fennoscandian Shield using detrital zircons from the Kola Peninsula, Russia // *Precam. Res.* 2014. Vol. 246. P. 281–295. doi: 10.1016/j.precamres.2014.03.014
- Gulson L., Krogh T. E. Evidence of multiple intrusion, possible resetting of U-Pb ages, and new crystallization of zircons in the post-tectonic intrusions (‘Rapakivi granites’) and gneisses from South Greenland // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1975. Vol. 39, no. 1. P. 65–72.
- Hannah J. L., Stein H. J., Zimmerman A., Yang G., Markey R. J., Melezhik V. A. Precise 2004 ± 9 Ma Re-Os age for Pechenga black shale: Comparison of sulfides and organic material // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2006. Vol. 70, no. 18. Suppl. P. A228. doi: 10.1016/j.gca.2006.06.461
- Hanski E., Huhma H., Melezhik V. A. New isotopic and geochemical data from the Palaeoproterozoic Pechenga Greenstone Belt, NW Russia: Implication for basin development and duration of the volcanism // *Precam. Res.* 2014. Vol. 245. P. 51–65. doi: 10.1016/j.precamres.2014.01.008
- Hanski E., Huhma H., Smolkin V. F., Vaasjoki M. The age of the ferropicrotic volcanics and comagmatic Ni-bearing intrusions at Pechenga, Kola Peninsula, USSR // *Bulletin of Geological Society of Finland*. 1990. Vol. 62(2). P. 123–133. doi: 10.17741/bgsf/62.2.003
- Janik T., Kozlovskaya E., Heikkinen P., Yliniemi J., Silvennoinen H. Evidence for preservation of crustal root beneath the Proterozoic Lapland-Kola orogen (northern Fennoscandian shield) derived from P and S wave velocity models of POLAR and HUKKA wide-angle reflection and refraction profiles and FIRE4 reflection transect // *J. Geophys. Res.* 2009. Vol. 114. B06308. doi: 10.1029/2008JB005689
- Krogh T. E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1973;37(3):485–494. doi: 10.1016/0016-7037(73)90213-5
- Krogh T. E. Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1982. Vol. 46, no. 4. P. 637–649.
- Lahtinen R., Huhma H. A revised geodynamic model for the Lapland-Kola Orogen // *Precam. Res.* 2019. Vol. 330. P. 1–19. doi: 10.1016/j.precamres.2019.04.022
- Lahtinen R., Korja A., Nironen M., Heikkinen P. Palaeoproterozoic accretionary processes in Fennoscandia // *Geological Society Special Publications*. 2009. Vol. 318. P. 237–256. doi: 10.1144/SP318.8
- Li X., Zhang L., Wei Ch., Zhang G. Orosirian cold eclogite from Baltica marks modern plate tectonics onset // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2025. Vol. 663. Art. 119417. doi: 10.1016/j.epsl.2025.119417
- Martin A. P., Condon D. J., Prave A. R., Melezhik V. A., Lepland A., Fallick A. E. Dating the termination of the Palaeoproterozoic Lomagundi-Jatuli carbon isotopic event in the North Transfennoscandian Greenstone Belt // *Precam. Res.* 2013. Vol. 224. P. 160–168. doi: 10.1016/j.precamres.2012.09.010
- Melezhik V. A., Sturt B. A. General geology and evolutionary history of the early Proterozoic Polmak-Pasvik-Pechenga-Imandra/Varzuga-Ust'-Ponoy Greenstone Belt in the northeastern Baltic Shield // *Earth-Sci. Rev.* 1994. Vol. 36. P. 205–241. doi: 10.1016/0012-8252(94)90058-2
- Mudruk S. V., Balagansky V. V., Raevsky A. B., Rundkvist O. V., Matyushkin A. V., Gorbunov I. A. Complex shape of the Palaeoproterozoic Serpovidny refolded mega-sheath fold in northern Fennoscandia revealed by magnetic and structural data // *J. Struct. Geol.* 2022. Vol. 154. Art. 104492. doi: 10.1016/j.jsg.2021.104492
- Nance R. D., Murphy J. B., Santosh M. The supercontinent cycle: A retrospective essay // *Gondwana Res.* 2014. Vol. 25. P. 4–29. doi: 10.1016/j.gr.2012.12.026
- Ranta J.-P., Lauri L. S., Hanski E., Huhma H., Kahaye Y., Vanhanen E. U-Pb and Sm-Nd isotopic constraints on the evolution of the Paleoproterozoic Peräpohja Belt, northern Finland // *Precam. Res.* 2015. Vol. 266. P. 246–259. doi: 10.1016/j.precamres.2015.05.018
- Reading the archive of Earth's oxygenation. Vol. 1: The Palaeoproterozoic of Fennoscandia as context for the Fennoscandian Arctic Russia – Drilling Early Earth Project / Ed. V. A. Melezhik. Heidelberg: Springer, 2012. 490 p. doi: 10.1007/978-3-642-29682-6
- Sengör A. M. C., Natal'in B. A. Turcic-type orogeny and its role in the making of the continental crust // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 1996. Vol. 24. P. 263–337. doi: 10.1146/annurev.earth.24.1.263
- Stacey J. S., Kramers J. D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth*

Planet. Sci. Lett. 1975. Vol. 26(2). P. 207–221. doi: 10.1016/0012-821X(75)90088-6

Steiger R. H., Jäger E. Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1977. Vol. 36. P. 359–362. doi: 10.1016/0012-821X(77)90060-7

Stepanova A. V., Stepanov V. S., Larionov A. N., Salnikova E. B., Samsonov A. V., Azimov P., Egorova S. V., Babarina I. I., Larionova Yu. O., Sukhanova M. A., Kervinen A. V., Maksimov O. A. Relicts of Paleoproterozoic LIPs in the Belomorian Province, eastern Fennoscandian Shield: barcode reconstruction for a deeply eroded collisional orogen // Geological Society Special Publications. 2022. No. 518. P. 101–128. doi: 10.1144/SP518-2021-30

Timmerman M. J., Daly J. S. Sm-Nd evidence for late Archaean crust formation in the Lapland-Kola Mobile belt, Kola Peninsula, Russia and Norway // *Precam. Res.* 1995. Vol. 72. P. 97–107. doi: 10.1016/0301-9268(94)00045-S

Van der Pluijm B. A., Marshak S. Earth structure: an introduction to structural geology and tectonics / Ed. L. A. W. Wiegman. New York-London: W. W. Norton & Co, 2004. 656 p.

Veselovskiy R. V., Samsonov A. V., Stepanova A. V., Larionova Y. O., Arzamastsev A. A., Travin A. V., Egorova S. V., Erofeeva K. G., Kostrov A. A., Shcherbakova V. V., Shcherbakov V. P., Zhidkov G. V., Zakharov V. S. Paleomagnetism and Geochronology of 2.68 Ga Dyke from Murmansk Craton, NE Fennoscandia: New Data for Earth's Magnetic Field Regime in the Neoproterozoic // *Izv. Phys. Solid Earth.* 2024. Vol. 60. P. 772–794. doi: 10.1134/S1069351324700538

Zozulya D. R., Bayanova T. B., Eby G. N. Geology and age of the late Archean Keivy Alkaline Province, Northeastern Baltic Shield // *J. Geol.* 2005. Vol. 113. P. 601–608. doi: 10.1086/431912

References

Adushkin V. V., Goev A. G., Sanina I. A., Fedorov A. V. The deep velocity structure of the central Kola Peninsula obtained using the receiver function technique. *Dokl. Earth Sci.* 2021;501:1049–1051. doi: 10.1134/S1028334X21120011

Artemieva I. M. Dynamic topography of the East European craton: Shedding light upon lithospheric structure, composition and mantle dynamics. *Glob. Planet. Change.* 2007;58:411–434. doi: 10.1016/j.gloplacha.2007.02.013

Artemieva I. M. Global $1^\circ \times 1^\circ$ thermal model TC1 for the continental lithosphere: Implications for lithosphere secular evolution. *Tectonophysics.* 2006;416:245–277. doi: 10.1016/j.tecto.2005.11.022

Arzamastsev A. A. Evolution of magmatism in the Paleoproterozoic Pechenga-Varzuga rift in light of new data on Neogene-Quaternary rift structures of East Africa. *Trudy Karelskogo nauchnogo tsentra RAN = Transactions of the Karelian Research Centre RAS.* 2022;5:14–17. (In Russ.). doi: 10.17076/geo1674

Arzamastsev A. A., Egorova S. V., Erofeeva K. G., Samsonov A. V., Stepanova A. V., Skuf'in P. K., Chashchin V. V., Veselovskii R. V. Paleoproterozoic

(2.51–2.40 Ga) igneous provinces of the Northeastern Fennoscandia: geochemistry of volcanic rocks and correlation with intrusive complexes. *Strat. Geol. Corr.* 2020;28:603–629. doi: 10.1134/S0869593820060039

Avakyan K. Kh. Geology and petrology of the Archean Central Kola granulite-gneiss domain. Moscow: Nauka; 1992. 168 p. (In Russ.)

Balagansky V. V. Major element chemistry of Neoproterozoic acid metavolcanics of the Lebyazhka Formation, Keivy Terrane, Arctic part of the Fennoscandian Shield. *Trudy Fersmanovskoi nauchnoi sessii GI KNTS RAN = Proceedings of the Fersman Scientific Session of the GI KSC RAS.* 2021;18:37–47. (In Russ.). doi: 10.31241/FNS.2021.18.007

Balagansky V. V., Gorbunov I. A., Mudruk S. V. Paleoproterozoic Lapland-Kola and Svecofennian Orogens (Baltic Shield). *Vestnik Kol'skogo nauchnogo tsentra RAN = Herald of the Kola Science Centre of the RAS.* 2016;3(26):5–11. (In Russ.)

Balagansky V. V., Mints M. V., Daly J. S. Paleoproterozoic Lapland-Kola orogen. *Stroenie i dinamika litosfery Vostochnoi Evropy. Rezul'taty issledovaniy po programme EUROPROBE = Structure and dynamics of the lithosphere of Eastern Europe. Results of studies under the EUROPROBE programme.* Moscow: GEOKART-GEOS; 2006. P. 152–171. (In Russ.)

Balagansky V. V., Mudruk S. V., Gorbunov I. A., Raevsky A. B. Tectonics of detached middle crust in the north-eastern foreland of the Paleoproterozoic Lapland-Kola collisional orogen, north-eastern Baltic Shield. *Proceedings of the MSTU.* 2012;15(2): 300–310.

Balagansky V. V., Myskova T. A., Lvov P. A., Larionov A. N., Gorbunov I. A. Neoproterozoic A-type acid metavolcanics in the Keivy Terrane, northeastern Fennoscandian Shield: geochemistry, age, and origin. *Lithos.* 2021; 380–381:105899. doi: 10.1016/j.lithos.2020.105899

Balagansky V. V., Raevsky A. B., Mudruk S. V. Lower Precambrian of the Keivy terrane, northeastern Baltic shield: a stratigraphic succession or a collage of tectonic sheets? *Geotectonics.* 2011;45(2):127–141. doi: 10.1134/S0016852111020026

Balagansky V. V., Timmerman M. J., Kislitsyn R. V., Daly J. S., Balashov Yu. A., Gannibal L. F., Sherstennikova O. G., Ryungenen G. I. Isotope age of the Kolvitsa belt and the Umba block (southeastern branch of the Lapland granulite belt), Kola Peninsula. *Vestnik MGTU = Proceedings of the MSTU.* 1998;1(3):19–32. (In Russ.)

Balashov Yu. A., Mitrofanov F. P., Balagansky V. V. New geochronological data on Archean rocks of the Kola Peninsula. *Correlation of Precambrian Formations in the Kola-Karelian Region and Finland.* Apatity: KSC RAS; 1992. P. 13–34.

Baltysbaev S. K. Svecofennian accretion orogen: modern views on its structure and evolution. *Trudy Karelskogo nauchnogo tsentra RAN = Transactions of the Karelian Research Centre RAS.* 2022;5:18–21. (In Russ.). doi: 10.17076/geo1664

Barntitskii E. N., Bibikova E. V., Verkhoglyad V. M., Zapechal'nyuk S. A., Legkova G. V., Mitskevich N. Yu., Skobelev V. M., Terets G. Ya. IGFM-87 – All-Union zircon standard for uranium-lead isotope studies. *Metody izotopnoi geologii: Tez. dokl. Vsesoyuzn. shk.-*

seminara = *Methods of isotope geology: proceedings of the of All-Union school-seminar*. Moscow: GEOKHII RAN; 1987. P. 36–39. (In Russ.)

Batieva I. D. Petrology of alkaline granites of the Kola Peninsula. Leningrad: Nauka; 1976. 224 p. (In Russ.)

Bayanova T. B. Age of reference geological complexes of the Kola region and the duration of magmatic processes. St. Petersburg: Nauka; 2004. 174 p. (In Russ.)

Bayanova T., Bazay A. V., Steshenko E. N., Kunakkuzin E., Serov P., Borisenko E. S., Elizarov D. V. Neoarchean banded iron formations of the Fennoscandian Shield: new zircon U-Pb (ID TIMS and SHRIMP-II) isotope ages of noble metal mineralization and Nd-Sr data on whole rocks. *Inter. Geol. Rev.* 2023;65(17): 2630–2643. doi: 10.1080/00206814.2022.2153386

Bayanova T., Kunakkuzin E., Serov P., Steshenko E., Borisenko E., Larionov A., Turkina O. The oldest grey gneisses and tonalite-trondhjemite granodiorites in the Fennoscandian Shield: ID-TIMS and SHRIMP data. *Open J. Geol.* 2020;10(2):124–136. doi: 10.4236/ojg.2020.102007

Bel'kov I. V. (ed.). Geology and geochemistry of the Early Precambrian metamorphic complexes of the Kola Peninsula. Leningrad: Nauka; 1980. 240 p. (In Russ.)

Bel'kov I. V. Kyanite schists of the Keivy Formation. Moscow-Leningrad: AN SSSR; 1963. 322 p. (In Russ.)

Bibikova E., Skiöld T., Bogdanova S., Gorbatshev R., Slabunov A. Titanite-rutile thermochronometry across the boundary between the Archaean Craton in Karelia and the Belomorian Mobile Belt, eastern Baltic Shield. *Precam. Res.* 2001;105:315–330. doi: 10.1016/S0301-9268(00)00117-0

Bibikova E. V., Vetrin V. R., Kirnozova T. I., Makarov V. A., Smirnov Yu. P. Geochronology and correlation of rocks in the lower part of the Kola Superdeep Well. *Doklady Akademii nauk = Proceedings of the RAS.* 1993;332(3):360–363. (In Russ.)

Bogdanova M. N., Efimov M. M. Conglomerates of the Kolvita structural-formational zone. *Geologiya i geokhimiya metamorficheskikh kompleksov Kol'skogo poluoostrova = Geology and geochemistry of metamorphic complexes of the Kola Peninsula*. Apatity: KF AN SSSR; 1975. P. 65–69. (In Russ.)

Brasier A. T., Martin A. P., Melezhik V. A., Prave A. R., Condon D. J., Fallick A. E., FAR-DEEP Scientists. Earth's earliest global glaciation? Carbonate geochemistry and geochronology of the Polisarka Sedimentary Formation, Kola Peninsula, Russia. *Precam. Res.* 2013;235:278–294. doi: 10.1016/j.precamres.2013.06.007

Bridgwater D., Campbell L., Mengel F., Marker M., Scott D. The Nagssugtoqidian of West Greenland in the light of comparative studies of juvenile components in the Paleoproterozoic Torngat, SE Greenland Nagssugtoqidian, and Lapland-Kola "collisional" belts. *2nd DLC Workshop on Nagssugtoqidian geology. Proceedings. Danish Lithosphere Centre*. 1996. P. 6–19.

Bridgwater D., Scott D., Balagansky V. V., Timmerman M. J., Marker M., Bushmin S. A., Alexeyev N. L., Daly J. S. Provenance of early Precambrian metasediments in the Lapland-Kola belt as shown by ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb dating of single grains of zircon and whole rock Sm-Nd isotope studies. *Dokl. Earth Sci.* 1999;367(5):605–609.

Chardon D., Gapais D., Carnard F. Flow of ultra-hot orogens: A view from the Precambrian, clues for the Phanerozoic. *Tectonophysics*. 2009;477:105–118. doi: 10.1016/j.tecto.2009.03.008

Chashchin V. V., Bayanova T. B., Levkovich N. V. The Kislaya Guba Formation of the late Archean Terskii-Allarechensk greenstone belt (Kola Peninsula, Russia): stratotype and age. *Strat. Geol. Corr.* 2004;12(6):541–552. (In Russ.)

Chashchin V. V., Bayanova T. B., Levkovich N. V. Volcanoplutonic association of the early-stage evolution of the Imandra-Varzuga rift zone, Kola Peninsula, Russia: geological, petrochemical, and isotope-geochronological data. *Petrology*. 2008;16(3):279–298. doi: 10.1134/S0869591108030041

Corfu F., Hanchar J. M., Hoskin P. W. O. Kinny P. Atlas of zircon textures. *Rev. Mineral. Geochem.* 2003;53:469–500. doi: 10.2113/0530469

Daly J. S., Balagansky V. V., Timmerman M. J., Whitehouse M. J. The Lapland-Kola Orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere. *European Lithosphere Dynamics. Geol. Soc. London. Mem.* 2006;32:579–598. doi: 10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.35

Gärtner C., Bahlburg H., Melezhik V. A., Berndt J. Dating Palaeoproterozoic glacial deposits of the Fennoscandian Shield using detrital zircons from the Kola Peninsula, Russia. *Precam. Res.* 2014;246:281–295. doi: 10.1016/j.precamres.2014.03.014

Glebovitsky V. A. (ed.). Early Precambrian of the Baltic Shield. St. Petersburg: Nauka; 2005. 711 p. (In Russ.)

Gorbunov G. I. (ed.). Imandra-Varzuga zone of the kareliides. Leningrad: Nauka; 1982. 280 p. (In Russ.)

Gulson L., Krogh T. E. Evidence of multiple intrusion, possible resetting of U-Pb ages, and new crystallization of zircons in the post-tectonic intrusions ('Rapakivi granites') and gneisses from South Greenland. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1975;39(1):65–72.

Hannah J. L., Stein H. J., Zimmerman A., Yang G., Markey R. J., Melezhik V. A. Precise 2004 ± 9 Ma Re-Os age for Pechenga black shale: Comparison of sulfides and organic material. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2006;70(18):A228. doi: 10.1016/j.gca.2006.06.461

Hanski E., Huhma H., Melezhik V. A. New isotopic and geochemical data from the Palaeoproterozoic Pechenga Greenstone Belt, NW Russia: Implication for basin development and duration of the volcanism. *Precam. Res.* 2014;245:51–65. doi: 10.1016/j.precamres.2014.01.008

Hanski E., Huhma H., Smolkin V. F., Vaasjoki M. The age of the ferropicritic volcanics and comagmatic Ni-bearing intrusions at Pechenga, Kola Peninsula, U.S.S.R. *Bulletin of Geological Society of Finland.* 1990;62(2):123–133. doi: 10.17741/bgsf/62.2.003

Janik T., Kozlovskaya E., Heikkinen P., Yliniemi J., Silvennoinen H. Evidence for preservation of crustal root beneath the Proterozoic Lapland-Kola orogen (northern Fennoscandian shield) derived from P and S wave velocity models of POLAR and HUKKA wide-angle reflection and refraction profiles and FIRE4 reflection transect. *J. Geophys. Res.* 2009;114:B06308. doi: 10.1029/2008JB005689

- Kislitsyn R. V. Age and kinematics of tectonic movements in the core of the early Proterozoic Lapland-Kola orogeny: PhD (Cand. of Geol.) thesis. Apatity; 2001. 165 p. (In Russ.)
- Kislitsyn R. V., Balagansky V. V., Mänttari I., Gannibal L. F., Pozhilenko V. V. U-Pb age of zircons from gabbro-norites and anorthosites of the Voche-Lambina study area, Kola peninsula. *Vestnik MGTU = Proceedings of the MSTU*. 2000;3(2):307–314. (In Russ.)
- Kozlov N. E., Ivanov A. A., Nerovich L. I. The Lapland Granulite belt: primary nature and evolution. Apatity: KNTs AN SSSR; 1990. 170 p. (In Russ.)
- Kozlov N. E., Sorokhtin N. O., Marchuk T. S. Evolution of the Keivy domain in the Precambrian. *Vestnik MGTU = Proceedings of the MSTU*. 2023;26(1):18–24. (In Russ.). doi: 10.21443/1560-9278-2023-26-1-18-24
- Kratz K. O. (ed.). Geochronological marks and the geological evolution of the Baltic Shield. Leningrad: Nauka; 1972. 193 p. (In Russ.)
- Kratz K. O. (ed.). Earth's crust of the eastern Baltic Shield. Leningrad: Nauka; 1978. 231 p. (In Russ.)
- Krogh T. E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1973;37(3):485–494. doi: 10.1016/0016-7037(73)90213-5
- Krogh T. E. Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1982;46(4):637–649.
- Kudryashov N. M., Kalinin A. A., Lyalina L. M., Udoratina O. V., Selivanova E. A., Galeeva E. V., Zyкова T. S. The rare metal pegmatite of the Okhmylk and Vasin-Mylk deposits (north-eastern part of the Fennoscandian Shield): U-Pb isotope-geochronological studies of zircon. *Trudy Fersmanovskoi nauchnoi sessii GI KNTS RAN = Proceedings of the Fersman Scientific Session of the GI KSC RAS*. 2023;20:588–596. (In Russ.). doi: 10.31241/FNS.2023.20.074
- Kudryashov N. M., Petrovsky M. N., Mokrushin A. V., Elizarov D. V. Neoarchean sanukitoid magmatism in the Kola region: Geological, petrochemical, geochronological, and isotopic-geochemical data. *Petrology*. 2013;21:351–374. doi: 10.1134/S0869591113030041
- Lahtinen R., Huhma H. A revised geodynamic model for the Lapland-Kola Orogen. *Precam. Res.* 2019;330:1–19. doi: 10.1016/j.precamres.2019.04.022
- Lahtinen R., Korja A., Nironen M., Heikkinen P. Palaeoproterozoic accretionary processes in Fennoscandia. *Geological Society Special Publications*. 2009;318:237–256. doi: 10.1144/SP318.8
- Li X., Zhang L., Wei Ch., Zhang G. Orosirian cold eclogite from Baltica marks modern plate tectonics onset. *Earth Planet. Sci. Lett.* 2025;663:119417. doi: 10.1016/j.epsl.2025.119417
- Martin A. P., Condon D. J., Prave A. R., Melezhik V. A., Lepland A., Fallick A. E. Dating the termination of the Palaeoproterozoic Lomagundi-Jatuli carbon isotopic event in the North Transfennoscandian Greenstone Belt. *Precam. Res.* 2013;224:160–168. doi: 10.1016/j.precamres.2012.09.010
- Melezhik V. A. (ed.). Reading the archive of Earth's oxygenation. Vol. 1: The Palaeoproterozoic of Fennoscandia as context for the Fennoscandian Arctic Russia – Drilling Early Earth Project. Heidelberg: Springer; 2012. 490 p. doi: 10.1007/978-3-642-29682-6
- Melezhik V. A., Sturt B. A. General geology and evolutionary history of the early Proterozoic Polmak-Pasvik-Pechenga-Imandra/Varzuga-Ust'-Ponoy Greenstone Belt in the northeastern Baltic Shield. *Earth-Sci. Rev.* 1994;36:205–241. doi: 10.1016/0012-8252(94)90058-2
- Mitrofanov F. P. (ed.). Endogenic regimes of the Early Precambrian metamorphism. Leningrad: Nauka; 1990. 184 p. (In Russ.)
- Mitrofanov F. P., Pozhilenko V. I. (eds.). Voche-Lambina Archean geodynamic study area of the Kola Peninsula. Apatity: KSC RAS; 1991. 196 p. (In Russ.)
- Mitrofanov F. P., Smol'kin V. F. (eds.). Magmatism, sedimentation, and geodynamics of the Pechenga rift structure. Apatity: KSC RAS; 1995. 256 p. (In Russ.)
- Mitrofanov F. P., Zozulya D. R., Bayanova T. B., Levkovich N. V. The world's oldest anorogenic alkali granitic magmatism in the Keivy Structure on the Baltic Shield. *Dokl. Earth Sci.* 2000;374:1145–1148.
- Morozov A. F. (ed.). Deep structure, evolution, and minerals of the Early Precambrian Basement of the Eastern Europe Platform; Interpretations of materials on the Basic Profile 1-EB, profiles 4B and TATSEIMS. Moscow: GEOKART-GEOS; 2010. Vol. 1. 408 p. (In Russ.)
- Morozova L. N., Bayanova T. B. Archean Voche-Lambina geodynamic study area (Baltic Shield), Kola Peninsula, Russia. Guidebook of a geological excursion. Apatity: KSC RAS; 2013. 44 p. (In Russ.)
- Morozova L. N., Bayanova T. B., Serov P. A. Main stages of the Archean granite formation in north-eastern Baltic Shield (an example from the Voche-Lambina study area). *Lithosphere*. 2011;6:14–26. (In Russ.)
- Morozova L. N., Mitrofanov F. P., Bayanova T. B., Vetrin V. R., Serov P. A. Archean rock homologs in the Kola superdeep borehole section in the northern part of the White Sea mobile belt, Voche-Lambina test site. *Dokl. Earth Sci.* 2012;442(1):28–31. doi: 10.1134/S1028334X12010187
- Mudruk S. V. Main stages of the Paleoproterozoic deformations in the Keivy and Strel'na terranes of the northeastern Baltic Shield: PhD (Cand. of Geol.) thesis. Apatity; 2014. 143 p. (In Russ.)
- Mudruk S. V., Balagansky V. V., Raevsky A. B., Rundkvist O. V., Matyushkin A. V., Gorbunov I. A. Complex shape of the Palaeoproterozoic Serpovidny refolded mega-sheath fold in northern Fennoscandia revealed by magnetic and structural data. *J. Struc. Geol.* 2022;154:104492. doi: 10.1016/j.jsg.2021.104492
- Myskova T. A., Berezhnaya N. G., Glebovitsky V. A., Mil'kevich R. I., Lepekhina E. N., Matukov D. I., Antonov A. V., Sergeev S. A., Shuleshko I. K. The first findings of the oldest zircons (3600 Ma) in Kola series gneisses of the Central Kola Domain, Baltic shield (U-Pb, SHRIMP-II). *Dokl. Earth Sci.* 2005;402(4):547–550.
- Myskova T. A., Filippov N. B., Lvov P. A. First U-Pb zircon age data for gabbro-dioritic dykes of the Keivsky domain of the Fennoscandinavian Shield. *Trudy Fersmanovskoi nauchnoi sessii GI KNTs RAN = Proceedings of the Fersman Scientific Session of the GI*

KSC RAS. 2025;22:4–13. (In Russ.). doi: 10.31241/FNS.2025.22.001

Myskova T. A., Glebovitsky V. A., Mil'kevich R. I., Berezhnaya N. G., Skublov S. G. Clarification of the composition and age of Al-rich gneisses of the late Archean Uraguba greenstone structure, Kola Peninsula. *Записки PMO = Proceed. Russ. Mineral. Soc.* 2010;139(3): 15–21. (In Russ.)

Nance R. D., Murphy J. B., Santosh M. The super-continent cycle: A retrospective essay. *Gondwana Res.* 2014;25:4–29. doi: 10.1016/j.gr.2012.12.026

Pozhilenko V. I., Serov P. A., Petrov V. P. Sm-Nd isotope studies of the Early Precambrian rocks of the Kola Region: a brief overview and new data. *Vestnik Kol'skogo nauchnogo tsentra RAN = Herald of the Kola Scientific Centre RAS.* 2018;1(10):37–49. (In Russ.)

Radchenko A. I., Balagansky V. V., Basalaev A. A., Belyaev O. A., Pozhilenko V. I., Radchenko M. K. An explanatory note on geological map of the north-eastern Baltic Shield of a scale of 1:500 000. Apatity: KSC RAS; 1994. 96 p. (In Russ.)

Ranta J.-P., Lauri L. S., Hanski E., Huhma H., Kahaye Y., Vanhanen E. U–Pb and Sm–Nd isotopic constraints on the evolution of the Paleoproterozoic Perä-pohja Belt, northern Finland. *Precam. Res.* 2015;266: 246–259. doi: 10.1016/j.precamres.2015.05.018

Sengör A. M. C., Natal'in B. A. Turcic-type orogeny and its role in the making of the continental crust. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 1996;24:263–337. doi: 10.1146/annurev.earth.24.1.263

Serov P. A., Kunakkuzin E. L., Steshenko E. N. Paleoproterozoic protoliths of the Central Kola and Murmansk Blocks (Fennoscandian Shield): new Sm–Nd data. *Trudy Fersmanovskoi nauchnoi sessii GI KNTs RAN = Proceedings of the Fersman Scientific Session of the GI KSC RAS.* 2022;19:323–328. (In Russ.). doi: 10.31241/FNS.2022.19

Sharov N. V. (ed.). Lithosphere of the Baltic Shield based on seismic data. Apatity: KSC RAS; 1993. 145 p. (In Russ.)

Shchipansky A. A. Tectonic origin of the Belomorian Mobile Belt and Belomorian eclogites (N–E Baltic Shield). *Geotectonics.* 2025;59:287–309. doi: 10.1134/S0016852125700232

Shchipansky A. A., Khodorevskaya L. I., Konilov A. N., Slabunov A. I. Eclogites from the Belomorian Mobile Belt (Kola Peninsula): geology and petrology. *Russian Geology and Geophysics.* 2012;53(1):1–21. doi: 10.1016/j.rgg.2011.12.001

Shurkin K. A., Gorlov N. V., Sal'ye M. E., Duk V. L., Nikitin Yu. V. Belomorian complex of Northern Karelia and the southwestern Kola Peninsula. Moscow-Leningrad: AN SSSR; 1962. 307 p. (In Russ.)

Skuf'in P. K., Bayanova T. B., Mitrofanov F. P., Apanasevich E. A., Levkovich N. V. The absolute age of granitoids from the Shuonijavr pluton in the southern framework of the Pechenga structure, the Kola Peninsula. *Dokl. Earth Sci.* 2000;370:114–117.

Skuf'in P. K., Bayanova T. B., Mitrofanov F. P. Isotope age of subvolcanic granitoid rocks of the Early Proterozoic Panarechka volcanotectonic structure, Kola Peninsula. *Dokl. Earth Sci.* 2006;409:774–778. doi: 10.1134/S1028334X06050229

Slabunov A. I. Geology and geodynamics of the Archean mobile belts: an example from the Belomorian Province of the Fennoscandian Shield. Petrozavodsk: KarRC RAS; 2008. 298 p. (In Russ.)

Slabunov A. I., Balagansky V. V., Shchipansky A. A. Mesoarchean to Paleoproterozoic crustal evolution of the Belomorian Province, Fennoscandian Shield, and the tectonic setting of eclogites. *Rus. Geol. Geophys.* 2021;62(5):525–546. doi: 10.2113/RGG20204266

Slabunov A. I., Kervinen A. V., Nesterova N. S., Egorov A. V., Maksimov O. A., Medvedev P. V. Main stages of the Kostomuksha greenstone belt Banded Iron Formation genesis, Karelian Craton: based on U–Th–Pb dating of zircon. *Trudy Karel'skogo nauchnogo tsentra RAN = Transactions of the Karelian Research Centre RAS.* 2023;2:5–22. doi: 10.17076/geo1749

Slabunov A. I., Lobach-Zhuchenko S. B., Bibikova E. V., Balagansky V. V., Sorjonen-Ward P., Volodichev O. I., Shchipansky A. A., Svetov S. A., Chekulaev V. P., Arestova N. A., Stepanov V. S. The Archean of the Baltic Shield: geology, geochronology, and geodynamic settings. *Geotectonics.* 2006;40(6):409–433. doi: 10.1134/S001685210606001X

Smol'kin V. F., Mezhelovskaya S. V., Mezhelovskii A. D. The sources of the clastic material of the terrigenous sequences of the Neoarchean and Paleoproterozoic Paleobasins in the eastern part of the Fennoscandian Shield based on isotope analysis data for detrital zircons (SIMS, LA-ICP-MS). *Strat. Geol. Corr.* 2020;28:571–602. doi: 10.1134/S086959382006009X

Sorokhtin N. O., Kozlov N. E., Glaznev V. N., Kudryashov N. M. Archean of the Baltic shield. Apatity: KSC RAS; 2024. 715 p. (In Russ.)

Stacey J. S., Kramers J. D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1975;26(2):207–221. doi: 10.1016/0012-821X(75)90088-6

Steiger R. H., Jäger E. Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1977;36: 359362. doi: 10.1016/0012-821X(77)90060-7

Stepanova A. V., Samsonov A. V., Salnikova E. B., Egorova S. V., Larionova Yu. O., Arzamastsev A. A., Larionov A. N., Sukhanova M. A., Veselovskiy R. V. The Great dike of the Kola Peninsula as a marker of an Archean cratonization in the northern Fennoscandian shield. *Petrology.* 2022;30:591–609. doi: 10.1134/S086959112206008X

Stepanova A. V., Stepanov V. S., Larionov A. N., Salnikova E. B., Samsonov A. V., Azimov P., Egorova S. V., Babarina I. I., Larionova Yu. O., Sukhanova M. A., Kervinen A. V., Maksimov O. A. Relicts of Paleoproterozoic LIPs in the Belomorian Province, eastern Fennoscandian Shield: barcode reconstruction for a deeply eroded collisional orogen. Large Igneous Provinces and their Plumbing Systems. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 2022;518:101–128. doi: 10.1144/SP518-2021-30

Timmerman M. J., Daly J. S. Sm–Nd evidence for late Archean crust formation in the Lapland-Kola Mobile belt, Kola Peninsula, Russia and Norway. *Precam. Res.* 1995;72:97–107. doi: 10.1016/0301-9268(94)00045-S

Van der Pluijm B. A., Marshak S. Earth structure: an introduction to structural geology and tectonics. NY-London: W. W. Norton&Co; 2004. 656 p.

Veselovskii R. V., Samsonov A. V., Stepanova A. V., Larionova Y. O., Arzamastsev A. A., Travin A. V., Erogorova S. V., Erofeeva K. G., Kosterov A. A., Shcherbakova V. V., Shcherbakov V. P., Zhidkov G. V., Zakharov V. S. Paleomagnetism and geochronology of 2.68 Ga dyke from Murmansk Craton, NE Fennoscandia: new data for Earth's magnetic field regime in the Neoproterozoic. *Izv. Phys. Solid Earth*. 2024;60:772–794. doi: 10.1134/S1069351324700538

Vetrin V. R. Granitoids of the Murmansk Block. Apatity: KF AN SSSR; 1984. 126 p. (In Russ.)

Vetrin V. R., Rodionov N. V. Geology and geochronology of Neoproterozoic anorogenic magmatism of the Keivy structure, Kola peninsula. *Petrology*. 2009;17:537–557. doi: 10.1134/S0869591109060022

Vetrin V. R., Turkina O. M., Rodionov N. V. U-Pb age and genesis of granitoids in the southern framing of the Pechenga structure, Baltic Shield. *Dokl. Earth Sci.* 2008;419(6):298–302. doi: 10.1134/S1028334X08020256

Volodichev O. I. Belomorian Complex of Karelia (Geology and Petrology). Leningrad: Nauka; 1990. 248 p. (In Russ.)

Volodichev O. I., Slabunov A. I., Kuzenko T. I., Bibikova E. V., Konilov A. N. Archean eclogites in the Belomorian Mobile Belt, Baltic Shield. *Petrology*. 2004;12(6):540–560.

Vrevskii A. B. Non-subduction petrological mechanisms for the growth of the neoproterozoic continental

crust of the Kola-Norwegian terrane, Fennoscandian Shield: geological and isotope-geochemical evidence. *Petrology*. 2019;27(2):146–170. doi: 10.1134/S0869591119020073

Vrevsky A. B. Petrology, age, and polychronous sources of the initial magmatism of the Imandra-Varzuga paleorift, Fennoscandian Shield. *Petrology*. 2011;19(5):521–547. doi: 10.1134/S0869591111050067

Vrevskii A. B. Specifics of neoproterozoic plume-lithospheric processes in the Kola-Norwegian Province of the Fennoscandian Shield: I. Composition and age of the komatiite-tholeiite association. *Petrology*. 2018;26(2):121–144. doi: 10.1134/S0869591118020066

Vrevsky A. B., Kuznetsov A. B., Lvov P. A. Age and stratigraphic position of a supracrustal complex (Kaskama Block, Inari Terrane, Northeastern Kola-Norwegian Region of the Fennoscandian Shield). *Dokl. Earth Sci.* 2023;511(2):645–651. doi: 10.1134/S1028334X23600950

Vrevsky A. B., Kuznetsov A. B., Lvov P. A. New data on the regional stratigraphic scale of the Paleoproterozoic of the Fennoscandian Shield (isotope geochemistry and age of supracrustal rock complexes of the Inari Terrane, Kola Peninsula). *Dokl. Earth Sci.* 2024;519:1808–1813. doi: 10.1134/S1028334X24602773

Zagorodnyi V. G., Radchenko A. T. Tectonics of the Karelides of the Northeastern Baltic Shield. Leningrad: Nauka; 1988. 111 p. (In Russ.)

Zozulya D. R., Bayanova T. B., Eby G. N., Geology and age of the late Archean Keivy Alkaline Province, Northeastern Baltic Shield. *J. Geol.* 2005;113:601–608. doi: 10.1086/431912

Поступила в редакцию / received: 17.11.2025; принята к публикации / accepted: 14.12.2025.
Автор заявляет об отсутствии конфликта интересов / The author declares no conflict of interest.

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРЕ:

Балаганский Виктор Валентинович

д-р геол.-мин. наук, главный научный сотрудник

e-mail: v.balaganskiy@ksc.ru

CONTRIBUTOR:

Balagansky, Victor

Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Chief Researcher