



GEOCHEMICAL MARKERS OF THE JOINT STRUCTURAL AND COMPOSITIONAL EVOLUTION OF THE BASEMENT AND COVER (NORTHERN LADOGA SWECOFENNIDES, RUSSIA)

Yu.A. Morozov ¹, E.N. Terekhov ², M.A. Matveev ^{1✉}, O.I. Okina ²

¹ Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, 10-1 Bolshaya Gruzinskaya St, Moscow 123242, Russia

² Geological Institute, Russian Academy of Sciences, 7-1 Pyzhevsky Ln, Moscow 119017, Russia

ABSTRACT. Detailed studies of the deeply metamorphosed Early Precambrian rocks of the Northern Ladoga region allowed us to distinguish three deformation stages of the Svecofennian tectogenesis during which there occurred significant structural and compositional transformations of the "cover (Paleoproterozoic) – basement (Archean)" system. In addition to the structural-paragenetic analysis, which allowed to allocate transversal structural paragenesis in both floors, there are some other opportunities in the recognition of their-hosted granitoid veined bodies with a positive Eu anomaly. The rock varieties with this anomaly are always high in barium and do not show a direct correlation between the Eu anomaly and $(La/Yb)_n$, Ca and Sr. This is contrary to the ideas about the occurrence of a positive Eu anomaly due to the substitution of divalent strontium by Eu^{++} and suggests that the formation of such rocks took place under the influence of deep reduced fluids. It was found that granitoids with a positive Eu anomaly were formed during the first and last stages of the structure evolution, with a predominance of brittle deformations and a deep-reduced fluid breakthrough. At the second stage, with the dominant manifestation of plastic deformations, when such fluids could be "blocked" within the system, there was a formation of granitoids with low barium concentrations and a negative Eu anomaly.

KEYWORDS: Northern Ladoga region; tectonic deformations; metamorphism; geochemistry; Svecofennian tectogenesis; granitoids; Eu anomaly; platform evolution

FUNDING: The study was carried out under the state assignments of the Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, (for matters relating to the interaction of endogenous processes during the formation of the continental crust), in accordance with the plans for fundamental research of the Geological Institute Russian Academy of Sciences and with a financial support by the Russian Foundation for Basic Research under grant 19-05-00256 (for matters relating to synmetamorphic formation of structures in the "basement – cover" system).

RESEARCH ARTICLE

Received: May 25, 2021

Revised: October 10, 2021

Accepted: October 11, 2021

Correspondence: Maksim A. Matveev, matveevmaksim93@mail.ru

FOR CITATION: Morozov Yu.A., Terekhov E.N., Matveev M.A., Okina O.I., 2022. Geochemical Markers of the Joint Structural and Compositional Evolution of the Basement and Cover (Northern Ladoga Swecofennides, Russia). *Geodynamics & Tectonophysics* 13 (3), 0636. doi:10.5800/GT-2022-13-3-0636

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ МЕТКИ СОВМЕСТНОЙ СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННОЙ ЭВОЛЮЦИИ ЧЕХЛА И ФУНДАМЕНТА (СВЕКОФЕННИДЫ СЕВЕРНОГО ПРИЛАДОЖЬЯ, РОССИЯ)

Ю.А. Морозов¹, Е.Н. Терехов², М.А. Матвеев¹, О.И. Окина²

¹ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, 123242, Москва, ул. Большая Грузинская, 10, стр. 1, Россия

² Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7, стр. 1, Россия

АННОТАЦИЯ. Детальные исследования глубокометаморфизованных раннедокембрийских пород Северного Приладожья позволили выделить три этапа деформаций эпохи свекофеннского тектогенеза, в ходе которых произошли существенные структурно-вещественные преобразования системы «чехол (палеопротерозой) – фундамент (архей)». Помимо проведенного структурно-парагенетического анализа, позволившего выделять «сквозные» структурные парагенезы в обоих этажах, дополнительные возможности открываются при выделении вписанных в них гранитоидных жильных образований с выявленной положительной Eu-аномалией. Разности, имеющие эту аномалию, всегда обогащены барием и не показывают прямую корреляцию величины Eu-аномалии с $(La/Yb)_n$, Ca и Sr. Это противоречит представлениям о причинах появления положительной Eu-аномалии за счет замещения двухвалентного стронция Eu^{++} и позволяет предположить, что формирование подобных пород происходило под влиянием глубинных восстановленных флюидов. Установлено, что гранитоиды с положительной Eu-аномалией формировались на первом и заключительном этапах эволюции структуры, когда преобладали хрупкие деформации и происходил прорыв глубинных восстановленных флюидов. На втором этапе, с доминирующим проявлением пластических деформаций, когда могла происходить «закупорка» таких флюидов внутри системы, формировались гранитоиды с низкими концентрациями бария и отрицательной Eu-аномалией.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: Северное Приладожье; тектонические деформации; метаморфизм; геохимия; гранитоиды; свекофеннский тектогенез; Eu-аномалия; эволюция платформы

ФИНАНСИРОВАНИЕ: Работа выполнена в рамках исследований по государственному заданию ИФЗ РАН (в части вопросов взаимодействия эндогенных процессов при формировании континентальной земной коры), в соответствии с планами фундаментальных исследований ГИН РАН и по гранту РФФИ № 19-05-00256 (в части аспектов метаморфоогенного структурообразования в системе «чехол – фундамент»).

1. ВВЕДЕНИЕ

Вопросы совместной деформационно-метаморфической эволюции комплексов кристаллического фундамента и перекрывающего его осадочного чехла приобретают существенную значимость при изучении особенностей строения и развития полиэтапно развивавшихся древних подвижных поясов [Watson, Dunning, 1979; Park, Bowes, 1983; Bowes et al., 1984; Morozov, Somin, 1997; Morozov et al., 2000]. Это особенно актуально в ситуациях предельно глубокой тектонотермальной переработки системы «чехол – фундамент», сопровождаемой явлениями интенсивного реоморфизма основания и сближения его структурно-вещественного выражения и реологических свойств с вышележащими метаморфизованными супракрустальными толщами, когда их отделение друг от друга и проведение границы раздела становится затруднительным [Morozov et al., 2020]. Самостоятельной и не менее важной представляется также задача вычленения структурных элементов и наложенных минерально-вещественных образований в комплексах основания, сформированных в результате общих для системы «чехол – фундамент» событий тектогенеза. Помимо структурного анализа, позволяющего выделять «сквозные» структурные парагенезы в обоих этажах, дополнительные возможности

открываются при выделении вписанных в них некоторых структурно-вещественных реперов (дайки, жилы, зоны локализованных деформаций) совместных тектонотермальных событий, для которых можно определять глубинность (методами минерально-фазовой термобарометрии), временные рубежи и интервалы их формирования (изотопное датирование), а также выявлять общие геохимические «метки» для корреляции одновозрастных структурных элементов в чехле и фундаменте в виде схожего, контрастного или аномального поведения главных и малых, в том числе и редкоземельных, элементов (REE). При этом особое значение имеет изучение причин появления положительной европиевой аномалии в пегматоидных жилах – своеобразных маркерах этапов деформаций и структур растяжения.

Наиболее крупные отрицательные Eu-аномалии, которые, вероятно, и определяют средний состав верхней коры, отмечаются в гранитах и метасоматитах, для которых Eu/Eu^* иногда менее 0.01 [Kostitsyn, 2000], то есть концентрации Eu в 100 и более раз меньше, чем это должно было быть, судя по распределению других REE. Широкая распространенность в постархейских образованиях пород с отрицательной Eu-аномалией и, как следствие этого, существование характерного

распределения REE в постархейских осадках (кривая PAAS, которая отражает средний состав размывающихся толщ) косвенно указывают на наличие глубинных (нижнесреднекорových) пород с комплементарным характером распределения REE (с положительной Eu-аномалией). Выявлению резервуара с повышенными концентрациями Eu посвящено большое количество исследований [Taylor, McLennan, 1988; Rudnick, 1992]. Наиболее логично выглядела ситуация, когда основные безводные гранулиты, истощенные литофильными элементами, рассматривались как рести́ты от выплавления гранитной оболочки Земли. Однако оказалось, что для большинства пород гранулитовых комплексов, которые в настоящее время обнажаются на поверхности, а ранее могли находиться в нижней коре, положительные Eu-аномалии достаточно редки, причем чаще положительные Eu-аномалии типичны для кислых гранулитов [Rudnick, 1992], которые не могли быть рести́тами при выплавлении верхней коры. В противоположность основным гранулитам площадного развития, гранулиты из ксенолитов вулканов и трубок взрыва почти всегда характеризуются положительными Eu-аномалиями. То же самое наблюдается и для эклогитоподобных пород, поднятых в виде отдельных блоков в корневой части рифтовых систем [Terekhov et al., 2016]. Устойчивые положительные Eu-аномалии характерны для анортозитов, которые занимают небольшие объемы в гранулитовых комплексах, а также в жильных образованиях заключительного этапа эксгумации этих комплексов [Terekhov, Shcherbakova, 2006]. Кроме них среди коровых комплексов положительную Eu-аномалию имеют нефть, некоторые угли и отчасти фосфориты, т.е. породы, сформированные в восстановительных обстановках [Baturin et al., 2001]. Но на общий отрицательный коровый баланс европия все эти образования, ввиду небольших объемов, не влияют. При этом важно отметить, что породы с положительной Eu-аномалией чаще отмечаются в раннедокембрийских комплексах, тогда как в ходе геологической эволюции в более молодых образованиях их становится меньше. Появление положительной Eu-аномалии в последние годы все чаще стало объясняться необычным характером и концентрацией флюидов, сопровождающих процессы породообразования [Lukanin, Dernov-Pegarev, 2009; Joosua et al., 2016]. Таким образом, изучение жил гранитного состава с положительной Eu-аномалией, не типичной для коровых пород, позволит понять специфику необычных условий петрогенеза, что может способствовать расшифровке характера геодинамической обстановки формирования комплексов свекокарелид Северного Приладожья. Именно в таком ракурсе нами предпринята попытка выявления и анализа общих геохимических особенностей отдельных жильных образований и вмещающего их субстрата в архейском фундаменте и в палеопротерозойском чехле, совместно претерпевших полистадийные события свекофеннского тектогенеза в юго-восточной части Балтийского (Фенноскандинавского) щита (Северное Приладожье).

2. КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ ПО ГЕОЛОГИИ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

Северное Приладожье охватывает юго-восточную часть Балтийского (Фенноскандинавского) щита в области сочленения двух его крупных составных элементов – архейского Карельского кратона и палеопротерозойского Свекофеннского аккреционного орогена [Morozov, Gaft, 1985; Baltybaev et al., 2000; Sharov, 2020]. Эта территория входит в состав Свекокарельской подвижной области, стабилизированной в конце раннего протерозоя, и в структурно-тектоническом смысле относится к Саво-Ладожской зоне [Salop, 1979], или, в другой терминологии, к сутурной зоне Раахе-Ладога [Bowes et al., 1984; Park et al., 1984; Nironen, 1997]. Здесь (рис. 1, а) на современный эрозионный срез выведены образования двух структурных этажей Балтийского щита – нижнего (гранитогаейсы архея) и среднего (вулканогенно-терригенный ладожский комплекс палеопротерозоя). Ладожский комплекс, частично сформированный на архейском кристаллическом фундаменте перикратонной окраины Карельского массива в интервале 2.1–1.8 млрд лет, включает метаморфизованные вулканогенно-осадочные образования позднего яту́лия – ливвия, объединенные в сортавальскую серию (2.06–1.98 млрд лет), и флишоидно-терригенные отложения калевия, составляющие собственно ладожскую серию карелид (1.97–1.89 млрд лет). Одновозрастные с последними отложения свекофеннид выделяются рядом исследователей в самостоятельную лахденпохскую серию, латерально сопряженную с ладожской и заложенную, по мнению ряда исследователей [Baltybaev et al., 2000], на коре океанического типа. Формирование и эволюция ладожского комплекса в зоне взаимодействия двух плит – Карельского кратона и свекофеннской океанической ювенильной коры, в условиях субдукции последней под архейский кратон, позволяют определить тип геодинамической обстановки того времени как комбинированный субдукционно-аккреционный [Bowes et al., 1984].

Северное Приладожье является также классической областью проявления зонального метаморфизма умеренных давлений [Velikoslavinskii, 1972; Nagaitsev, 1974]. Степень метаморфизма нарастает здесь с северо-востока на юго-запад, от низов зеленосланцевой фации, проявленной в узкой полосе, примыкающей к Карельскому кратону, до гранулитовой фации, широко развитой в свекофеннских породах лахденпохской серии (рис. 1, в). Границей карелид (северный домен) и свекофеннид (южный домен) служит так называемая «зона Мейери» [Shuldiner et al., 1995; Baltybaev et al., 1996] (рис. 1, б, в), сложенная пологопадающими к югу тектоническими покровами пород ладожской и сортавальской серий, с участием пластинчатых тел раннекинематического тоналит-трондъемит-гранодиоритового (ТТГ) комплекса и пластин гранитогаейсового архейского фундамента [Sharov, 2020].

В сложной полистадийной структурной эволюции региона, связанной преимущественно с событиями

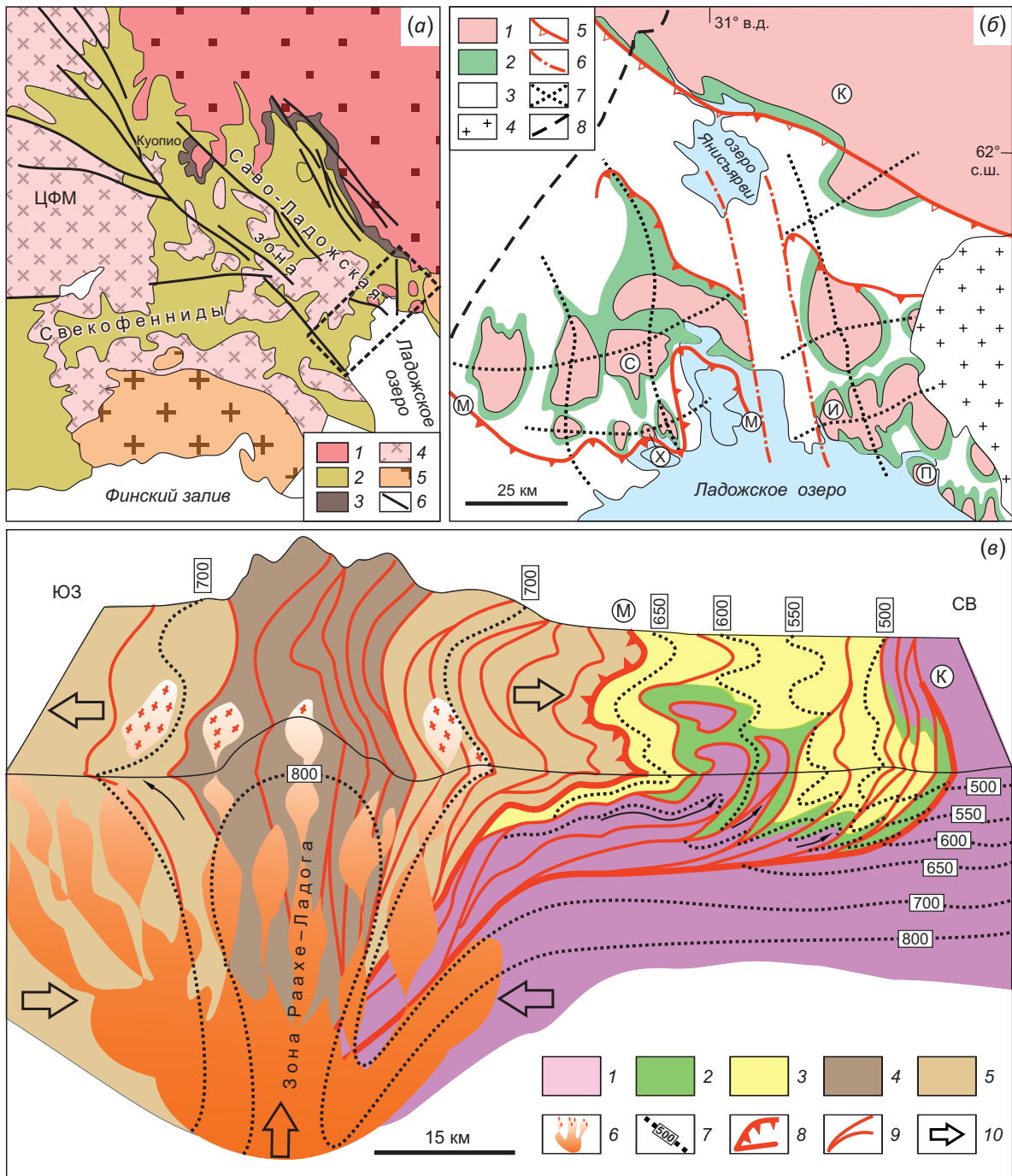


Рис. 1. Обзорные схемы строения юго-восточной части Балтийского щита.

(а) – упрощенная геологическая схема расположения комплексов свекофенниды на перикратонной окраине Карельского массива: 1 – архей, 2 – палеопротерозой (карелиды и свекофенниды), 3 – комплекс ятулия – ливвия, 4 – гранитоиды палеопротерозойского возраста, 5 – граниты рапакиви, 6 – крупнейшие разломы. ЦФМ – Центрально-Финский массив. Прямоугольником выделен район исследований в Приладожье. (б) – схема строения северного домена Приладожья: 1 – гранитоиды архейского фундамента, 2–3 – комплексы палеопротерозойского чехла: 2 – метавулканы сортавальской серии, 3 – метапсаммиты ладожской серии, 4 – мезопротерозойские граниты рапакиви Салминского массива, 5 – разрывы первого этапа, 6 – разрывы второго этапа, 7 – тренды систем интерференционной складчатости, 8 – государственная граница. Буквами в кружках обозначены: К – Карельский массив, М – зона Мейери; куполовидные выступы фундамента: Х – Хавус, И – Импилахти, П – Путсари, С – Сортавальский. (в) – концептуальная блок-диаграмма тектонического строения территории Приладожья: 1 – гранитоиды архей, 2 – метавулканы сортавальской серии, 3–5 – метапсаммиты ладожского комплекса в разных метаморфических фациях, 6 – интрузивные формации свекофеннского этапа тектогенеза, 7 – изограды метаморфизма, 8 – тектонические швы, 9 – разрывные нарушения, 10 – направления тектонического транспорта геоматериала.

Fig. 1. Structural sketches of the southeastern part of the Baltic Shield.

(a) – simplified geological scheme of the Svecofennian complexes on the pericraton margin of the Karelian massif: 1 – Archaean, 2 – Paleoproterozoic (Karelides and Svecofennides), 3 – Jatvian-Livvian complex, 4 – Paleoproterozoic granitoids, 5 – rapakivi granites,

6 – largest faults. ЦФМ – Central Finland Granitoid Complex. The rectangle marks the research area in the Ladoga region. (б) – structure of the northern domain of the Ladoga region: 1 – granite-gneisses of the Archean basement, 2–3 – complexes of the Paleoproterozoic cover: 2 – metavolcanics of the Sortavala series, 3 – metapsammities of the Ladoga series, 4 – Mesoproterozoic rapakivi-granites of the Salminsky massif, 5 – the first stage faults, 6 – the second stage faults, 7 – trends of the interference folding systems, 8 – state border. Letters in circles indicate: K – Karelian massif, M – Meyeri zone; dome-shaped basement protrusions: X – Havus, И – Impilahti, П – Putsaari, С – Sortavala. (в) – conceptual block-diagram of the Ladoga region tectonic structure: 1 – Archean granite-gneisses, 2 – metavolcanics of the Sortavala series, 3–5 – metapsammities of the Ladoga complex in different metamorphic facies, 6 – intrusive formations of the Svecofennian tectogenesis, 7 – metamorphic isogrades, 8 – tectonic sutures, 9 – faults, 10 – tectonic transport directions.

свекофеннского тектогенеза (1.89–1.75 млрд лет) и отчасти с последующими орогеническими движениями, распознаются как минимум три главенствующих этапа (D1, D2, D3) [Morozov et al., 2020], обусловленные изменчивостью климата в обстановке длительно развивавшейся знакопеременной транспрессии, ответственной за формирование региональной дивергентной структуры «цветка» (рис. 1, в) [Morozov, 1999, 2002]. При этом принципиально важно отметить, что тектонические деформации протекали здесь в системе «чехол – фундамент» и свекофеннские структуры формировались как в слоистых толщах супракrustального палеопротерозойского чехла, так и в гранитогнейсах архейского фундамента. В последнем эти структуры нами распознавались при их наложении на системы даек базитов, внедрившихся в самом начале событий свекофеннского тектогенеза в архейский кратонизированный субстрат и впоследствии принявших участие в процессах его реоморфизма. Эти дайки считаются [Sudovikov et al., 1970] комагматами и подводящими каналами для метавулканитов сортавальской серии и сами по себе, в тектоническом смысле, выступают в качестве нулевого структурного репера для выявления свекофеннских деформаций в архейском фундаменте.

3. ЖИЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ В ПОЛИСТАДИЙНЫХ СТРУКТУРНЫХ ПАРАГЕНЕЗАХ

3.1. Структурная позиция жильных тел

В структурные парагенезы каждого из трех выделенных и датированных нами этапов [Morozov et al., 2018] в качестве неотъемлемых элементов входят разнообразные жильные образования, фиксирующие в общем случае положение трещин отрыва и ориентировки осей сжатия – растяжений эллипсоида региональной деформации. В низкотемпературных метаморфических зонах это преимущественно кварцевые или кварц-полевошпатовые жилы, а в зонах начальной гранитизации и зрелого ультраметаморфизма (силлиманит-мусковитовая и силлиманит-ортотлазовая субфации) – гранитоидные жилы изменчивого, в соответствии с эволюцией флюидного режима, состава [Sedova et al., 2004].

Приводимые в статье данные касаются только жильных гранитоидных образований, развитых в пределах ареалов амфиболитовой и гранулитовой фаций в полосе ладожского комплекса, включающей Мейерскую зону надвигов и сопряженную с ними систему куполовидных выступов архейского фундамента, широко

известных в качестве гранитогнейсовых «куполов облекания» П. Эскола [Eskola, 1948]. Уточняющие сведения о термодинамических параметрах метаморфизма и условиях петрогенеза в этих двух зонах можно найти в работах [Velikoslavinskii, 1972; Glebovitskii et al., 2002; Baltybaev et al., 2009; Kulakovskiy et al., 2015]. Здесь же лишь отметим общее снижение температурного режима от первого этапа деформаций к третьему, ответственное за направленное изменение реологических свойств и деформационного поведения пород от преимущественно пластичного вначале к вязкохрупкому и хрупкому на завершающих этапах тектогенеза.

Обращение к геохимии гранитоидных жил было вызвано необходимостью выявления совместных деформационных событий в фундаменте и перекрывающих его отложениях сортавальской и ладожской серий. Одновременно они служили в качестве реперов для геохронологического датирования деформационных этапов и использовались для их корреляции с аналогичными образованиями в чехле на основе общих геохимических меток.

Тектонические события первого этапа деформаций (D1) в регионе привели к ареальному развитию в комплексах чехла и фундамента системы покровно-надвиговых и складчатых структур северо-западного простирания, встроенных в региональную структуру «цветка» и формировавшихся синхронно с главенствующими минерально-вещественными преобразованиями, создавшими региональную метаморфическую зональность (рис. 1, в). В пределах куполовидных выступов фундамента с этими складчато-надвиговыми структурами, в которые были также вовлечены метаморфизованные дайки базитов (выступ «Хавус»), парагенетически связанными оказались жилы гранитного состава, обособленные вдоль надвиговых поверхностей сместителей и осевых поверхностей синхронных складок (рис. 2). Конкордантный возраст цирконов из этих жил – 1870 ± 6 млн лет [Morozov et al., 2018].

Еще один схожий пример первого этапа деформаций относится к Импилахтинскому выступу (рис. 3, а), внутри которого дайки базитов смяты в крупные картируемые изоклинные складки, исходно лежащие, с осевыми поверхностями которых сопряжены системы протяженных гранитных жил (рис. 3, б). Их структурным аналогом в вышележащих метавулканитах сортавальской серии являются такие же пластиноподобные тела плагиогранитов, косо ориентированные к доминирующей расслоенности субстрата и к контакту с архейскими гранитогнейсами, как раз в соответствии

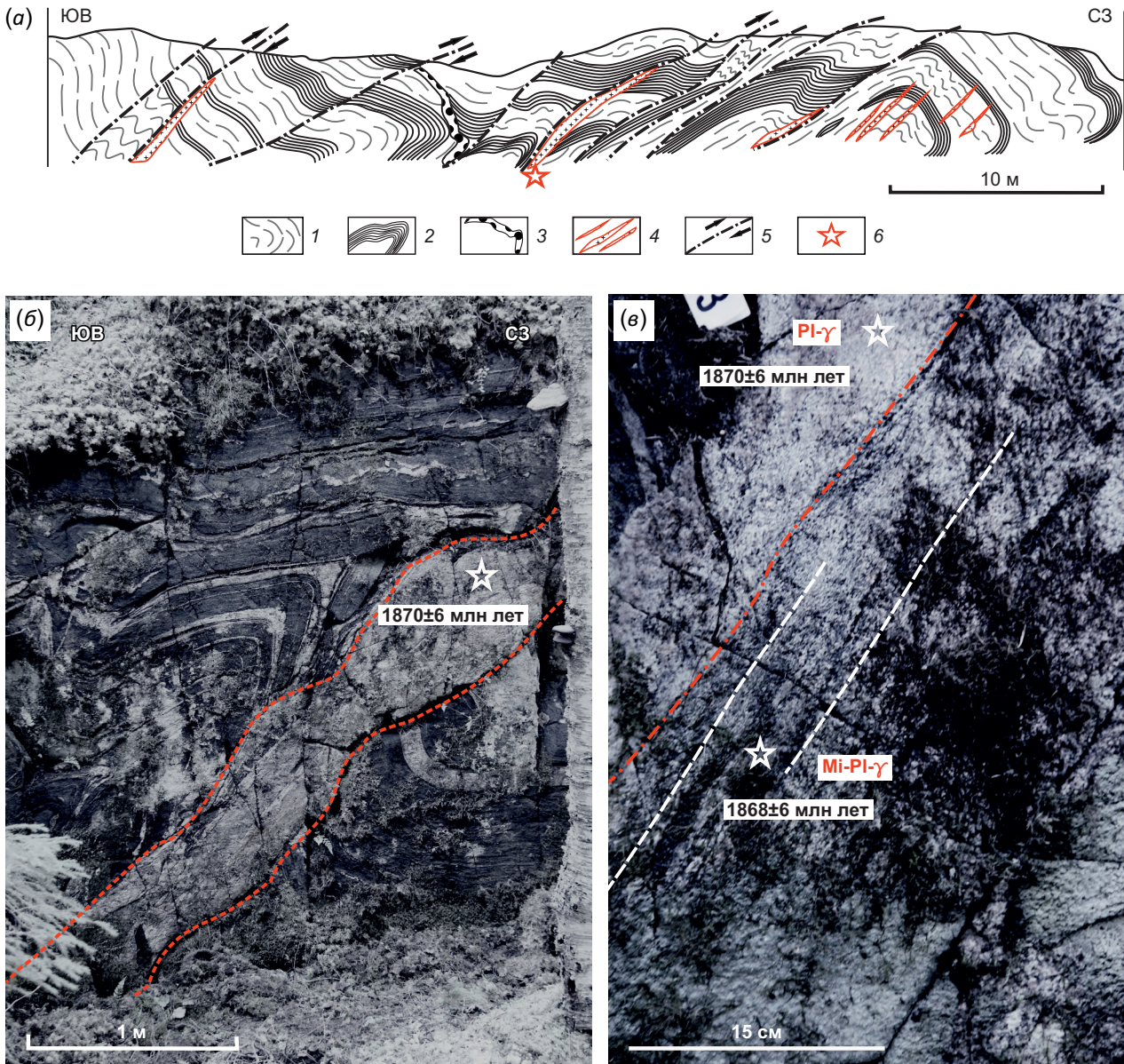


Рис. 2. Элементы внутреннего строения куполовидного выступа Хавус.
 (а) – система складчато-надвиговых структур раннего этапа свекофеннского тектогенеза в архейском гранито-нейсовом субстрате (зарисовка обнажения): 1 – гранитогнейсы архея, 2 – тела метаморфизованных даек базитов, 3 – плагиогранитные жилы ранней генерации, 4 – частично огнейсованные и микроклинизированные жилы плагиогранитов, 5 – поверхности надвигов, 6 – место отбора пробы плагиогранита; (б) – жильное тело плагиогранита в надвиговой плоскости (ЛВ-1703/2); (в) – зона наложенного рассланцевания и микроклинизации плагиогранитной жилы (ЛВ-1703/1).

Fig. 2. Elements of the internal structure of the dome-shaped Havus protrusion.
 (a) – fold-thrust system of the early Svecofennian tectogenesis in the Archean granite-gneissic substrate (an outcrop sketch): 1 – Archean granite-gneisses, 2 – metamorphosed basite dikes, 3 – early plagiogranite veins, 4 – partially gneissized and microclinized plagiogranite veins, 5 – thrust surfaces, 6 – plagiogranite sampling site; (b) – plagiogranite veined body in the thrust plane (ЛВ-1703/2); (c) – zone of superimposed foliation and microclinization in the plagiogranite vein (ЛВ-1703/1).

с положением трещин отрыва при формировании совместных надвиговых структур (рис. 3, в; 4, а). Возраст этих гранитных тел оказался близким к датировкам жил вышеупомянутого примера Хавус – 1859.4±8.5 млн лет [Morozov et al., 2018].

В последующем эти гранитные жилы первого этапа деформаций были изогнуты в замках прямых складок второго (D2) этапа (см. рис. 3, а; рис. 4, б), осевым

поверхностям которых соответствует новая генерация жил микроклин-плагиоклазового состава северо-западного или субмеридионального простирания (ЛВ-1948/2 на рис. 4, б, и ЛВ-1851 на рис. 4, в). В последней точке они были датированы по цирконам возрастом около 1830 млн лет (1827.9±4.9; 1828.1±4.9 млн лет), фиксирующим второй этап деформаций свекофеннского тектогенеза.

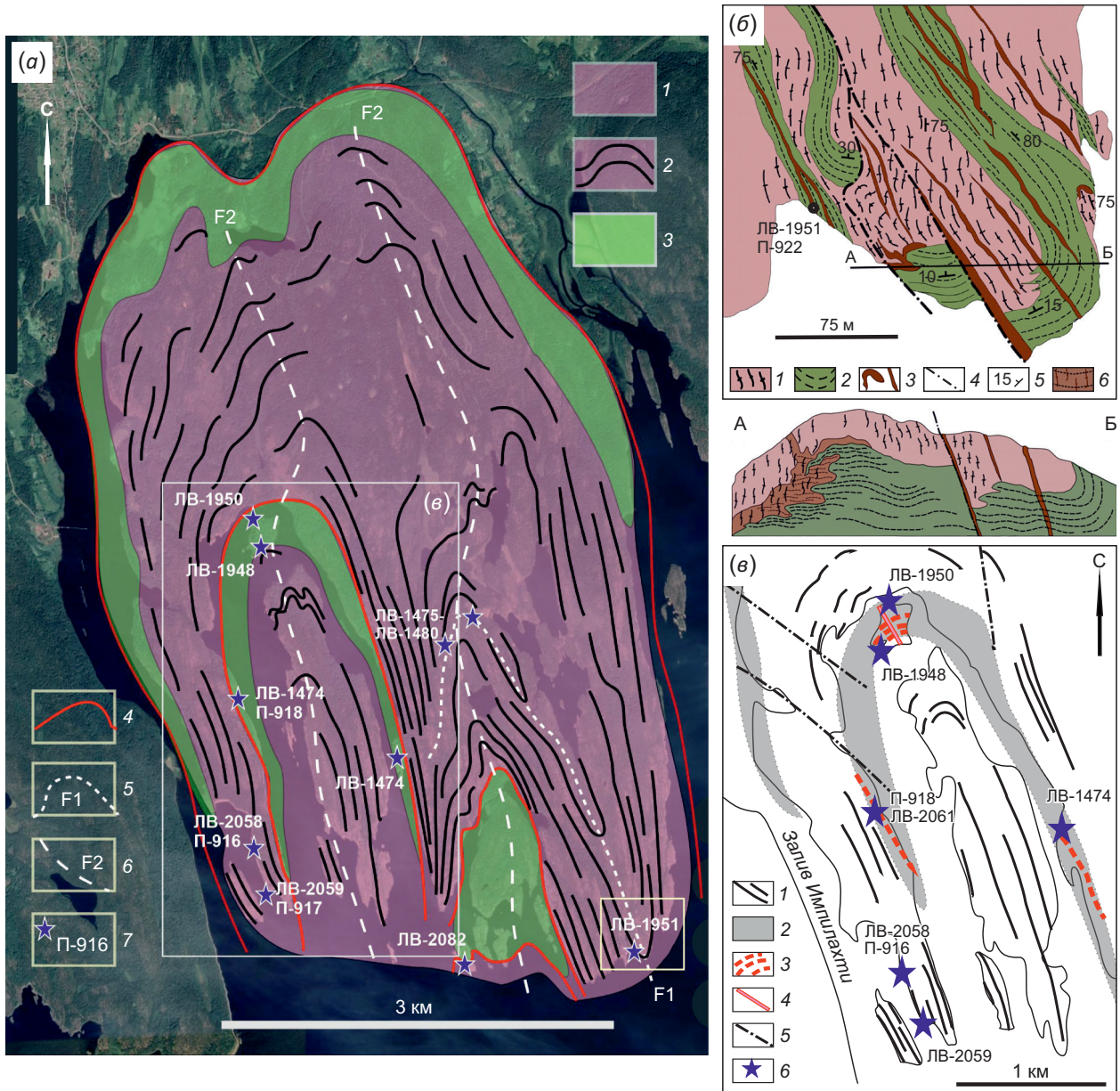


Рис. 3. Элементы внутреннего строения Импилахтинского выступа фундамента. (а) – упрощенная структурно-геологическая карта выступа: 1 – гранитогнейсы архейского фундамента, 2 – палеопротерозойские метаморфизованные дайки базитов в гранитогнейсовом субстрате, 3 – метавулканиты сортавальской серии, 4 – тектонические контакты, 5–6 – оси складок первой (F1) и второй (F2) генерации в svecofennian структуре гранитогнейсов, 7 – точки отбора проб. Прямоугольниками отмечены участки детального опробования; (б) – схема и структурный профиль замковой части Кулхониемской складки первой генерации: 1 – гранитогнейсы, 2 – метаморфизованные дайки базитов, 3 – гранитные жилы первой генерации, 4 – разрывы, 5 – элементы залегания расслоенности, 6 – поздние пегматоиды; (в) – схема Хауккасарской синформы второй генерации: 1 – метаморфизованные дайки базитов в гранитогнейсовом субстрате, 2 – метавулканиты сортавальской серии, 3 – плагиогранитные жилы первой генерации, 4 – жилы микроклин-плагиоклазовых гранитов второй генерации, 5 – разрывы, 6 – места опробования.

Fig. 3. Elements of the internal structure of the Impilahti basement protrusion. (a) – a simplified structural-geological map of the protrusion: 1 – granite-gneisses of the Archean basement, 2 – Paleoproterozoic metamorphosed basite dikes in the granite-gneiss substrate, 3 – metavolcanics of the Sortavala series, 4 – tectonic contacts, 5–6 – axes of folds of the first (F1) and second (F2) generations in the structure of the Svecofennian granite-gneisses, 7 – sampling sites. Rectangles mark areas of detailed sampling; (b) – a scheme and a structural profile of the hinge zone of the first-generation Kulkhoniemskaya fold: 1 – granite-gneisses, 2 – metabasite dikes, 3 – granite veins of the first generation, 4 – faults, 5 – elements of layering, 6 – late pegmatoids; (c) – a scheme of the second-generation Haukkasari synform: 1 – metabasite dikes in the granite-gneiss substrate, 2 – metavolcanic rocks of the Sortavala series, 3 – plagiogranite veins of the first generation, 4 – veins of microcline-plagioclase granites of the second generation, 5 – faults, 6 – sampling sites.

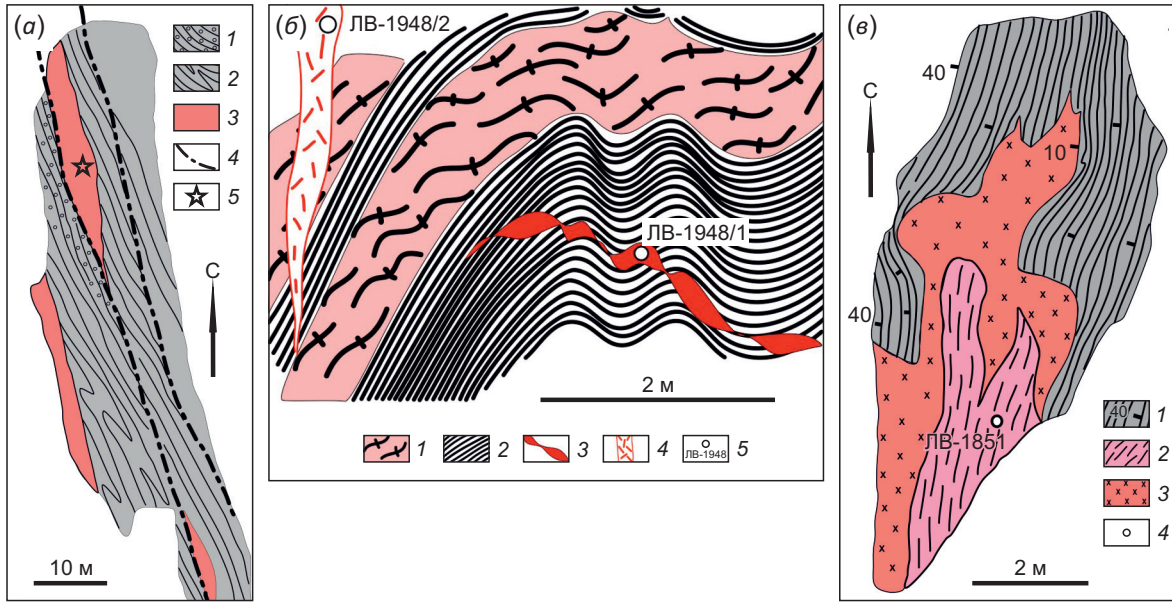


Рис. 4. Схематизированные зарисовки обнажений опробования гранитных жил.
 (а) – гранитные жилы ранней генерации в метавулканитах сортавальской серии (точка ЛВ-1474 на восточном крыле Хауккасарской синформы): 1 – габбро-амфиболиты, 2 – полосчатые амфиболиты, 3 – гранитные жилы, 4 – разрывы, 5 – место опробования; (б) – жилы двух генераций в замке Хауккасарской синформы (точка ЛВ-1948): 1 – гранитогнейсы, 2 – метаморфизованные дайки базитов, 3 – плагиигранитная жила первой генерации, 4 – гранит-пегматитовая жила второй генерации, 5 – места опробования; (в) – жильные инъекции в метавулканитах обрамления выступа Путсаари (точка ЛВ-1851): 1 – метавулканиты сортавальской серии, 2 – рассланцованная жила гранитов, 3 – пегматоид, 4 – точка опробования.

Fig. 4. Sketches of outcrops of granite-vein sampling.
 (а) – early-generation granite veins in metavolcanics of the Sortavala series (point LB-1474 on the eastern limb of the Haukkasaari synform): 1 – gabbro-amphibolites, 2 – banded amphibolites, 3 – granite veins, 4 – faults, 5 – sampling site; (б) – veins of two generations in hinge zone of the Haukkasari synform (point LB-1948): 1 – granite-gneisses, 2 – metamorphosed basite dikes, 3 – first-generation plagiogranite vein, 4 – second-generation granite-pegmatite vein, 5 – sampling sites; (в) – vein injections in metavolcanic rocks around the Putsaari protrusion (point LB-1851): 1 – metavolcanics of the Sortavala series, 2 – foliated granite vein, 3 – pegmatoid, 4 – sampling point.

Третий этап деформаций (D3), ответственный за формирование дискретных складчатых и разрывных структур северо-восточной ориентировки, в гранитных жилах ранней генерации был отмечен зонами наложенного рассланцевания (выступ Хавус, точка ЛВ-1703/1, рис. 4, в), в которых выделенные цирконы имели внешние новообразованные оболочки, датированные на SHRIMP-II возрастом в интервале $1772.2 \pm 4.7 - 1768.5 \pm 6$ млн лет [Morozov et al., 2018]. Эти преобразования, происходившие в условиях низкотемпературного диафтореза уровня эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фации, отражали, по нашему мнению, события уже начавшейся орогенической стадии.

Отдельное внимание было уделено реоморфическим жильным образованиям непосредственно в гранитогнейсовом субстрате Импилахтинского выступа фундамента (точка П-916 на рис. 3, а, в, и рис. 5). Здесь исходный архейский субстрат сохраняется, как правило, в виде небольших изолированных участков слюдистых гнейсов (индекс 1 на рис. 5) среди темных гранитогнейсов, местами еще частично показывающих элементы планарного строения (индекс 2), но обычно практически полностью замещенных гранитным среднезернистым субстратом с массивной текстурой

(индекс 3). Отсутствие резких границ и наличие постепенных переходов между этими разностями предполагает объемную пропитку субстрата гранитизирующими флюидами. В дайках исходного базитового состава при этом фиксируются как инъекционные секущие жильные образования, так и элементы метасоматического преобразования субстрата сначала плагиигранитным, а затем микроклинсодержащим материалом, а также его направленное раскисление в зонах локализованных деформаций и в эшелонированных трещинах отрыва. Заключительные стадии развития этих процессов отмечены становлением системы жил и просечек пегматоидного состава и сложения, которые, с учетом их кулисно-эшелонированного системного расположения, отчетливо контролировались сдвигами северо-восточного простирания третьего этапа деформаций (индекс 4, рис. 5).

3.2. Геолого-петрографическое описание жильных образований

Изученные гранит-пегматоидные жилы имеют форму просечек (рис. 6) мощностью от первых сантиметров до 50 см, реже до 1.5–5.0 м. Иногда они имеют вид ортотектитов, которые слагают неправильной формы

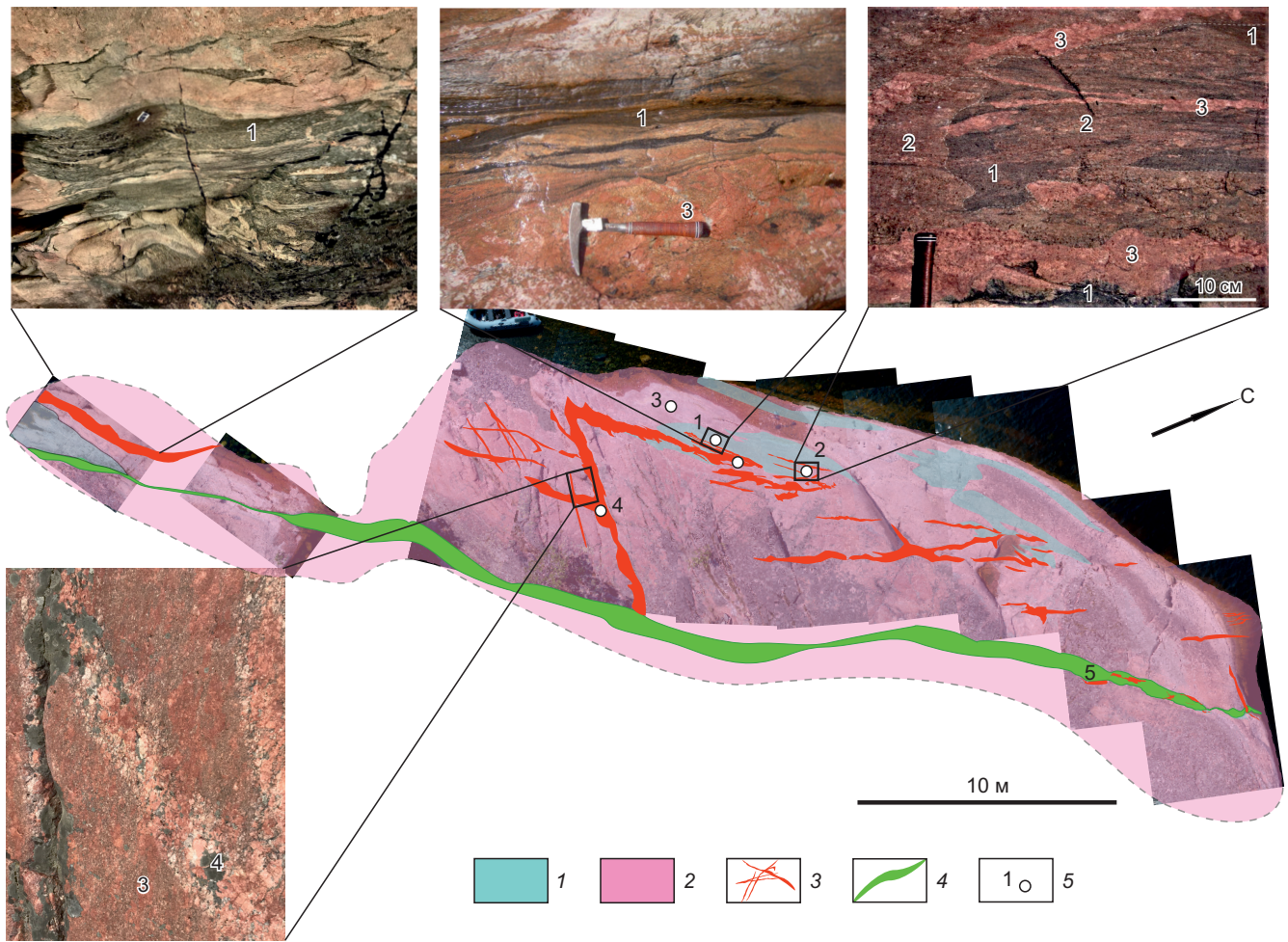


Рис. 5. Проявление процессов реоморфизма свекофеннского этапа в архейском гранитогнейсовом субстрате (выступ Импилахти, точка П916).

1 – реликты слюдястых архейских гнейсов, 2 – гранитизированные гнейсы, 3 – жильные обособления пегматоидного состава, 4 – метабазитовая дайка, 5 – точки опробования гранитизированных разностей. Цифрами на фото и схеме обозначены (соответствуют номерам пробы П-916): 1 – исходные слюдястые гнейсы, 2 – теньевые полосчатые гранитогнейсы, 3 – массивный гранит, 4 – пегматоид.

Fig. 5. The Svecofennian reomorphism processes in the Archean granite-gneiss substrate (Impilahti protrusion, site П916). 1 – relics of mica gneisses of the Archean age, 2 – granitized gneisses, 3 – segregations of pegmatoid veins, 4 – metabasite dykes, 5 – granitized rocks sampling sites. The numbers on the photo and on the diagram (corresponding to П-916 sample numbers) are: 1 – original mica gneisses, 2 – shadow banded granite-gneisses, 3 – massive granite, 4 – pegmatoid.

«пятна» или линзы шириной 20–30 см в поперечнике. Реже наблюдается развитие линз по системе двух взаимно перпендикулярных направлений. Граниты и их разновидности являются очень лейкократовыми породами: количество биотита в них не превышает 2–5 %. Характерной чертой гранитоидов является их структура от крупнозернистой до пегматоидной. Обращает на себя внимание частое присутствие биотитовых каемок, развитых на границе пегматоидных линз и вмещающих их пород, что согласно [Mehnert, 1971] свидетельствует об образовании этих пород путем выплавления на месте. В основном граниты слагают секущие жилы, часть из которых образовалась в условиях хрупких деформаций. При этом в гранитах и вмещающих их породах отмечается одинаковый состав акцессорных минералов.

Жильные гранитоидные образования по результатам изучения в шлифах подразделялись на несколько петрографических разновидностей: биотитовые теньевые плагиомигматиты, чарнокиты, лейкократовые граниты, ортотектиты, мусковит-кварцевые пегматитоподобные породы. Все они обладают гранобластовой и отчасти гипидиоморфно-зернистой структурой, но многие из них несут следы деформаций, проявленных в разных жилах в различной степени, вплоть до катакластической структуры. Это выражается в наличии (наряду с зернами размером 1–2 мм, наиболее характерными для этих пород) мелких (менее 0.1–0.2 мм) зерен плагиоклаза с зубчатыми краями, которые как бы зажаты между более крупными зернами. Отмечается также «раздавленность» крупных зерен плагиоклаза, их неровное, пятнистое угасание, свилеватый

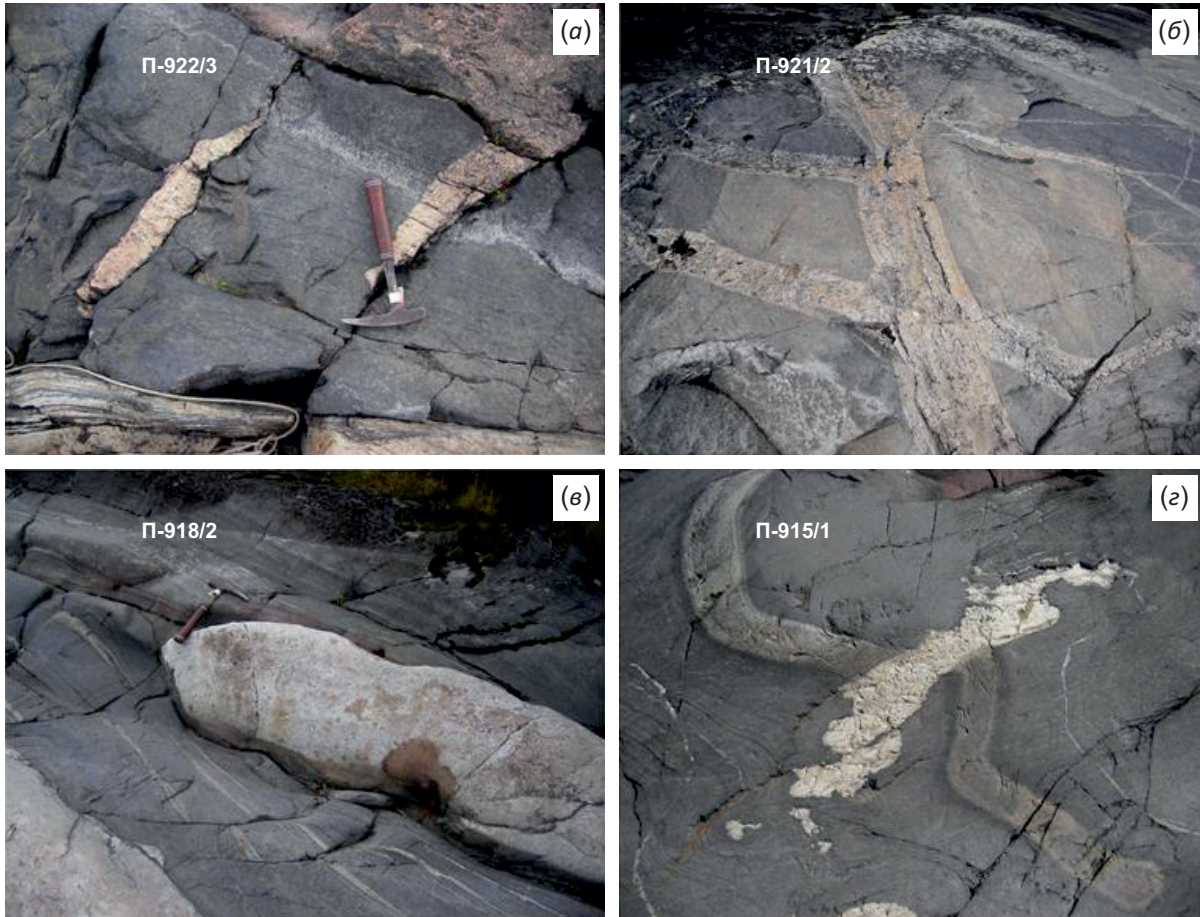


Рис. 6. Фотографии типичных гранитоидных жил разных генераций (указанные номера проб соответствуют номерам в Прил. 1, табл. 1.1, 1.2).

Fig. 6. Typical granitoid veins of different generations (the indicated numbers correspond to the numbers in App. 1, Tables 1.1, 1.2).

облик биотита. Кварц также распределен неравномерно, от небольших субизометричных или неправильных зерен в интерстициях до линзовидных выделений размером до 7–3 мм. Кварц не несет следов деформаций и, вероятно, является перекристаллизованным после этапа катаклаза и милонитизации пород. Количество кварца составляет от 20 до 50 % общего объема породы. При сильном окварцевании появляется небольшое количество мусковита в виде узких, вытянутых до 2–3 мм пластинок. Вероятно, подобные граниты связаны с зонами кислотного выщелачивания, являясь их осевыми частями. Среди пород, слагающих жилы, иногда наблюдаются реликтовые участки роговообманково-биотитовых и биотитовых плагиомигматитов, в которых количество биотита составляет 5–10 %. Реликты исходного субстрата узнаются в них также по присутствию неправильных участков «старого» сосюритизированного плагиоклаза. Все эти данные, а также и весьма неравномерное распределение микроклина в породах свидетельствуют об образовании жильных пород «in situ». При этом следы бластокатаклаза и частичной милонитизации указывают на проявление хрупких деформаций на заключительных этапах развития этих жильных пород.

4. ГЕОХИМИЯ ЖИЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ И ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

4.1. Методы исследования

На охарактеризованных выше участках нами было проведено опробование как жильных образований всех трех этапов деформаций (23 пробы), так и вмещающих их пород (11 анализов) (табл. 1). Петрогенные элементы анализировались в лаборатории Геологического института (ГИН) РАН на рентгеновском спектрометре S4 PIONEER фирмы «Bruker AXS» (ФРГ), а микроэлементы определялись там же методом ICP-MS с использованием масс-спектрометра «Элемент 2» (Thermo Fisher Scientific of GmbH, ФРГ). Для контроля правильности результатов проводился анализ стандартного образца сланца SBC-1 (USGS, США) и контрольного образца риолита ORPT-1 (IAG, Великобритания). Полученные концентрации отличались от аттестованных содержаний не более чем 10–15 отн. %. Более подробно методика определения описана в работе [Okina et al., 2016].

4.2. Фактические геохимические данные

Геохимическое изучение 23 опробованных жильных образований показало среди них наличие заметной совокупности с типичной для гранитов отрицательной

Таблица 1. Группы сопоставления геохимических проб пегматоидных гранитоидов со структурно-вещественными комплексами, исходными породами и этапами деформаций в Северном Приладожье**Table 1.** Comparison between the groups of geochemical samples of pegmatoid granitoids and structural and compositional complexes, initial rocks and stages of deformation in the Northern Ladoga region

Структурно-вещественные комплексы	Исходные породы	Этапы деформации		
		D1	D2	D3
Ладожская серия, (амфиболитовая и гранулитовая фации)	П-920/1	П-927/3		П-97/2
	П-97/2	П-915/1	П-920/2	ЛВ-1742/2
	П-915/2 П-927/2	ЛВ-1946/4		ЛВ-1875/2
Сортавальская серия и дайки (подводящие каналы) (амфиболитовая фация)	П-917/1	П-922/1	П-917/4	
	П-918/1	П-926/2	П-918/2	
	П-922/1	ЛВ-1951	ЛВ-1851	-
	П-926/1	ЛВ-1948/1	ЛВ-1948/2 ЛВ-1950	
Архейский фундамент	П-99/1	П-916/3	П-921/2	П-99/2
	П-916/1	ЛВ-1703/2	П-916/4	П-916/2
	П-921/1			ЛВ-1703/1

Примечание. Исходные породы – 11 проб, гранитоидные жилы – 23 пробы.

Note. Source rocks – 11 samples, granitoid veins – 23 samples.

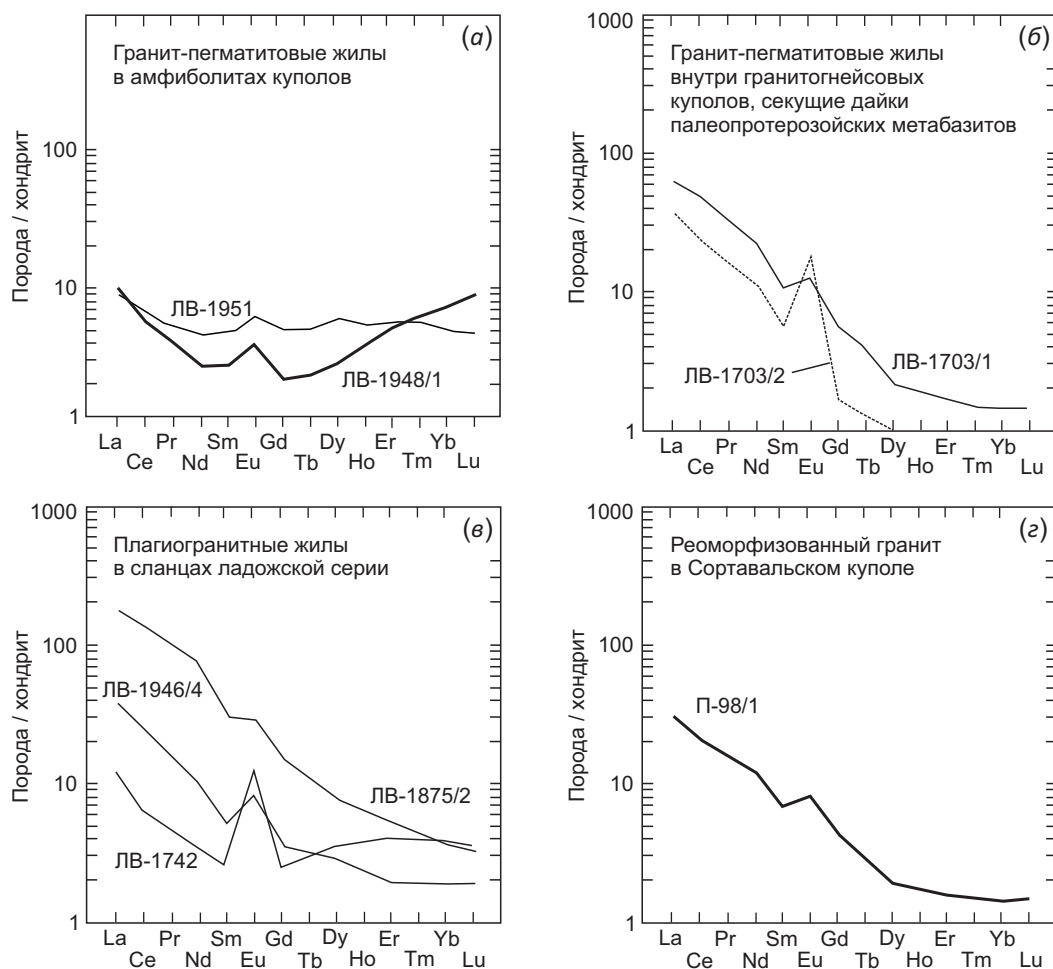


Рис. 7. Представительные примеры нормированных по хондриту графиков распределения РЗЭ с положительной Eu-аномалией в жильных гранитах из разных структурно-вещественных комплексов Северного Приладожья. Номера проб соответствуют номерам точек на картах и номерам проб в табл. 1 и Прил. 1, табл. 1.1.

Fig. 7. Representative examples of chondrite-normalized plots of REE distribution with a positive Eu anomaly in granite veins from different structural and compositional complexes in the Northern Ladoga region. Sample numbers correspond to point numbers on the maps and sample numbers in Table 1 and App. 1, Table 1.1.

Eu-аномалией; в то же время часть внешне похожих даек или жил характеризуются положительной Eu-аномалией (рис. 7). Подобная аномалия весьма редка для кислых пород и, на наш взгляд, может быть индикатором необычных условий образования.

4.3. Геохимические особенности жильных образований и вмещающих их комплексов

Наши исследования в Северном Приладожье показывают, что жильные граниты с положительной Eu-аномалией распространены не только среди «серых гнейсов» и реоморфитов ядерных частей куполовидных выступов фундамента, но и среди комплексов их обрамления (амфиболиты сортавальской серии), сланцев «межкупольных» пространств (ладожская серия), а также среди гранулитов, развитых южнее зоны выступов.

Петрогеохимия кислых пород с положительной Eu-аномалией. Все исследуемые породы с положительной Eu-аномалией, независимо от их приуроченности к различным структурно-вещественным комплексам, характеризуются широким диапазоном содержаний SiO_2 (от 64 до 75 %) и являются высокоглиноземистыми. Наиболее высокое содержание кремнезема отмечается у пород, испытавших кислотное выщелачивание. Последние резко обеднены калием ($\text{K}_2\text{O}=0.35-0.58$ мас. %) и большинством микроэлементов. Это так называемые «истощенные» граниты. Но большая часть изученных пород характеризуется высокими содержаниями калия, достигающими в отдельных пробах «ураганных» значений (7–10 мас. %), что указывает на явно метасоматический привнос этого элемента (Прил. 1, табл. 1.1 и 1.2).

Особенностью рассматриваемых пород также является обедненность такими компонентами, как TiO_2 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , P_2O_5 , вследствие чего они являются лейкократовыми и по соотношению суммы щелочей и кремнезема, по большей части, отвечают субщелочным гранитам. Наибольшее число проб соответствует лейкогранитам и субщелочным лейкогранитам (рис. 8). На этом же рисунке показаны поля составов серий пород и видно, что точки составов жильных гранитов попадают в поля щелочной и известково-щелочной серий.

Более неоднозначное распределение фигуративных точек анализов изученных гранитоидов наблюдается на диаграмме $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ [Sylvester, 1998] (рис. 9), которая «нацелена» на выявление источника плавления гранитоидов. Разбросанность фигуративных точек исследуемых гранитоидов указывает на то, что данные образования не являются магматическими породами, например, в отличие от гранитов матакельского комплекса Северного Приладожья (поле II на рис. 9), а образовались по различному субстрату, но под влиянием однотипного флюида (о чем будет сказано ниже).

В Прил. 1, табл. 1.1, показан химический состав типичных представителей жильных тел, расположенных как в толще ладожской серии, занимающей «межкупольное» пространство, так и в самих выступах, и в их

амфиболитовом обрамлении. Учитывая то, что исследуемые жилы, по нашему мнению, образовались «in situ» метасоматическим путем под влиянием флюидов, мы приводим Прил. 1, табл. 1.2, 1.3 и 1.4, где кроме жильных образований показаны вмещающие породы, что позволяет определить, какие элементы были вынесены или привнесены при формировании этих жил. Во всех случаях граниты с положительной Eu-аномалией истощены относительно вмещающих пород следующими микроэлементами: Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Y, Zr, Nb, Hf, REE. Некоторые элементы имеют знакопеременное соотношение, то есть в одних случаях происходит истощение, в других – накопление, это Li, Be, Ga, Rb, Sr, Sn, Cs, Tl, Th. Но есть группа элементов, которые показывают существенное накопление, это Mo, Sb, Ba, W, Pb, U. В одном случае, а именно в жильных породах среди гранулитов, происходит обогащение LREE и Eu, тогда как во всех других примерах происходит вынос всех REE, но Eu в меньшей степени – за счет этого и образуется положительная Eu-аномалия. Интересно сравнить, что же происходит при образовании жильных гранитов

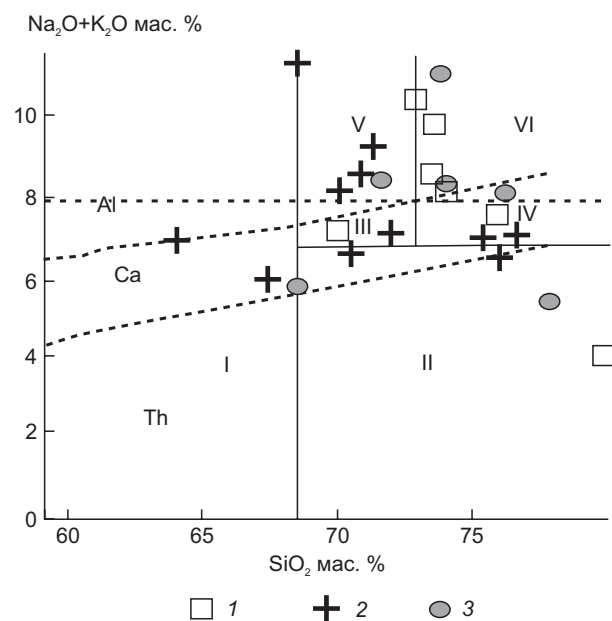


Рис. 8. Диаграмма суммы щелочей и кремнезема.

1 – жильные гранитоиды с отрицательной Eu-аномалией, гранитоиды с положительной Eu-аномалией; 2 – жильные тела; 3 – пластовые blastsомилониты и тенивые граниты. I – тоналиты, II – плагиограниты, III – граниты, IV – лейкограниты, V – субщелочные граниты, VI – субщелочные лейкограниты. Поля составов серий гранитоидов (пунктирные линии): Al – щелочных, Ca – известково-щелочных, Th – толеитовых, даны по [Martin, 1999].

Fig. 8. An alkali-silica diagram.

1 – veined granitoids with a negative Eu anomaly, granitoids with a positive Eu anomaly; 2 – veined bodies; 3 – blastomylonites and shadow granites. I – tonalites, II – plagiogranites, III – granites, IV – leucogranites, V – subalkaline granites, VI – subalkaline leucogranites. Composition fields of granitoids series (dotted lines) – Al – alkaline, Ca – calc-alkaline, Th – tholeiitic – are drawn after [Martin, 1999].

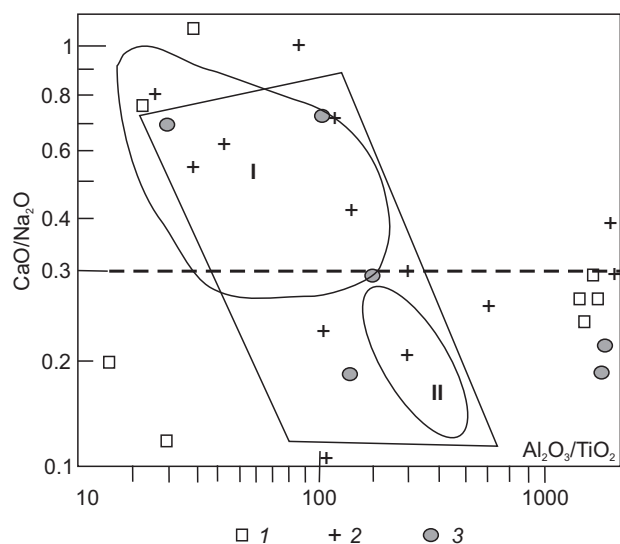


Рис. 9. Диаграмма $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ [Sylvester, 1998] для пост- и позднеорогенных гранитоидов Приладожья.

Трапеция – поле составов постколлизийных высокоглиноземистых гранитов. Пунктирная линия разделяет граниты с высоким (>0.3) и низким (<0.3) отношением $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$, что приблизительно соответствует экспериментальным расплавам, полученным при безводном плавлении метаграувакковых и метапелитовых пород. 1 – жильные гранитоиды с отрицательной Eu-аномалией; 2 – жильные гранитоиды с положительной Eu-аномалией; 3 – бластомилониты и теньевые гранито-гнейсы. Поле I – позднеорогенные и поле II – посторогенные гранитоиды Приладожья [Sharov, 2020].

Fig. 9. Diagram $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ [Sylvester, 1998] for post- and late orogenic granitoids of the Ladoga region.

Trapezium – composition field of post-collisional high-alumina granites. The dotted line separates granites with high (>0.3) and low (<0.3) $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ ratios, which roughly corresponds to experimental melts obtained by anhydrous melting of metagraywacke and metapelitic rocks. 1 – veined granitoids with a negative Eu anomaly; 2 – veined granitoids with a positive Eu anomaly; 3 – blastomylonites and shadow granite-gneisses. Fields I and II – late orogenic and post-orogenic granitoids of the Ladoga region, respectively [Sharov, 2020].

с отрицательной Eu-аномалией (Прил. 1, табл. 1.3). Породы также становятся лейкократовыми, но поведение микроэлементов несколько другое. Только халькофильные элементы – V, Cr, Co, Ni, Cu и Y – имеют однозначную тенденцию к выносу. Все остальные характеризуются знакопеременным состоянием. Особенно следует отметить поведение W и Ba, которые однозначно выносятся. При этом LREE привносятся, а средние и тяжелые REE выносятся.

Все РЗЭ трехвалентны, но в восстановительной среде, согласно [Balashov, Tsoi, 1989], Eu^{3+} переходит в Eu^{2+} , поэтому при плавлении или при метасоматическом замещении под воздействием восстановленных флюидов (водорода или углеводородов) происходит преимущественное образование Eu^{2+} . Eu^{2+} доступнее позиции, куда не может попасть Eu^{3+} , поэтому полевые шпаты охотнее принимают Eu^{2+} , замещающий Sr^{2+} , близкий с ним и по размеру, который, в свою очередь,

занимает позицию Ca^{2+} . В барийсодержащих минералах происходит замена Ba^{2+} на Eu^{2+} [Baturin, 2004]. Eu^{2+} больше по размеру, чем Eu^{3+} [Balashov, Tsoi, 1989], поэтому для перехода Eu^{3+} в Eu^{2+} , помимо восстановленных флюидов, благоприятным фактором является обстановка растяжения, что, на наш взгляд, с некоторой долей условности, важно и для геодинамических реконструкций.

Рассмотрим поведение некоторых микроэлементов, связанных напрямую (Sr, Ba) или опосредованно (Zr, Rb, Ca) с концентрациями REE.

Рубидий. В отношении распределения элементов-примесей обращает на себя внимание обедненность ими изученных пород, в частности рубидием, концентрации которого в 2–10 раз меньше по сравнению с содержанием этого элемента в гранитах литосферы [Beus, 1981]. Правда, в отдельных пробах изученных гранитоидов количество рубидия приближается к кларковому (162 г/т против 210 г/т), но эти пробы единичны. Строгой закономерности содержания рубидия и калия в породах не наблюдается, но наибольшие концентрации рубидия свойственны породам с «ураганым» (8–9 мас. %) количеством окиси калия. В целом, обедненность пород рубидием, возможно, связана с незначительным содержанием в них биотита, поскольку известно [Erlang, 1972], что в кислых породах рубидий предпочитает структуру слюд структурам других калийсодержащих минералов. В случаях, когда исходными породами являются гранулиты или амфиболиты, количество рубидия в исследуемых гранитах выше, чем во вмещающих.

Цирконий. Как и в случаях с рубидием, рассматриваемые породы обеднены цирконием, концентрации которого в 2–10 раз ниже кларка для гранитов, но, в отличие от рубидия, содержания циркония значительно меньше, чем в породах, вмещающих эти жилы. При изучении процессов гранитизации основных пород ранее была установлена корреляционная связь циркония с титаном [Shcherbakova, 1988]. Возможно, незначительные величины окиси титана в гранитах (0.03–0.13 мас. % – преобладающие значения), а также отсутствие в них акцессорного циркона обуславливают низкие концентрации не только циркония, но и РЗЭ. Хотелось бы отметить значительный вынос Zr, TiO_2 и Y, т.е. главных компонентов в так называемых титан-циркониевых «россыпях», для которых в последние годы предполагается полигенный флюидно-метасоматический генезис [Makeyev, Skublov, 2016].

Стронций и барий. Накопление стронция в изученных гранитоидах в 1.5–6.0 раза больше кларка, собственного гранитам литосферы, за исключением единичных проб, в которых его количества близки кларковому (90–100 г/т против 110 г/т) (Прил. 1, табл. 1.1, 1.2) Для стронция типичен изоморфизм с кальцием в различных кальцийсодержащих минералах магматических пород и, главным образом, в плагиоклазах [Beus, 1981]. Как видно из рис. 10, а, возрастание концентрации стронция в рассматриваемых породах связано

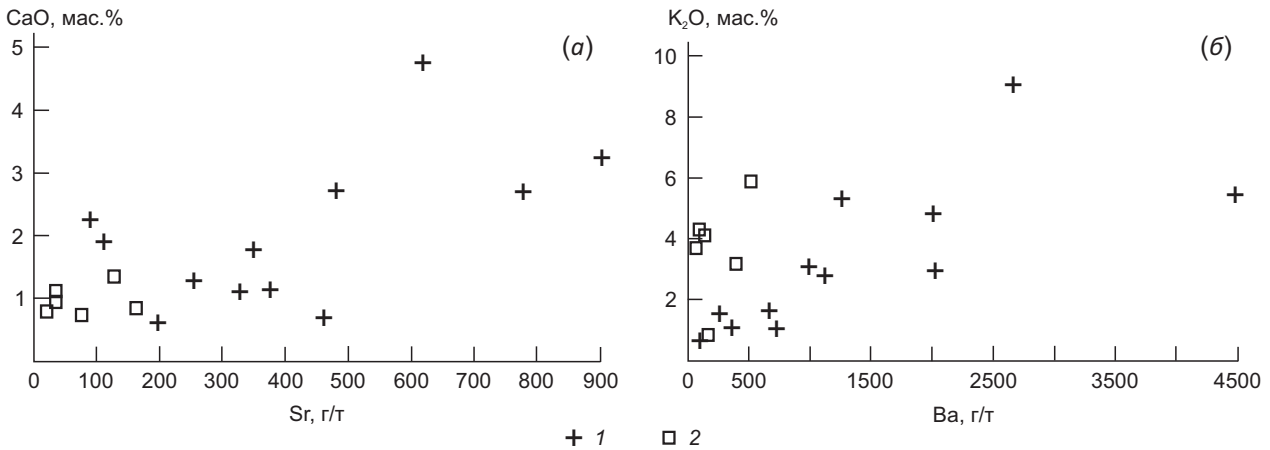


Рис. 10. Диаграмма CaO–Sr (а) и K₂O–Ba (б) для кислых жильных пород Северного Приладожья, имеющих положительную (1) и отрицательную (2) европиевую аномалию.

Fig. 10. Diagram of CaO–Sr (a) and K₂O–Ba (б) for acidic veined rocks in the Northern Ladoga region, having positive (1) and negative (2) europium anomaly.

с увеличением содержаний кальция. Подобно бария, накопление стронция в полевых шпатах магматических пород связано прямой зависимостью с температурой их образования [Makrygina, Petrova, 1996]. Особенностью распределения бария, как известно, является его способность накапливаться в калийсодержащих минералах. Рассматриваемые породы (за исключением единичных проб) содержат очень незначительные количества биотита, и калиевый полевой шпат является единственным минералом, способным концентрировать барий. Однако калиевый полевой шпат в биотитовых гранитах (также с положительной Eu-аномалией) Беломорского пояса содержит 744 г/т бария [Shcherbakova, 1988], тогда как его концентрации в породе часто существенно превышают эти значения, что предполагает его концентрирование и в других минералах, например в плагиоклазе. Накопление бария в жильных гранитах варьируется в широких пределах – от 50 до 4480 г/т (Прил. 1, табл. 1.1, 1.2). Как видно из таблиц, во всех пробах, исключая породы с низкими содержаниями K₂O, накопление бария значительно превышает количество этого элемента, свойственное гранитам земной коры (830 г/т). Намечается прямая корреляционная, но недостаточно строгая зависимость между содержаниями бария и K₂O в рассматриваемых породах (рис. 10, б). Так, все пробы с величиной K₂O, не превышающей 1 %, концентрируют наименьшие количества бария, но при значении K₂O более 5 мас. % в разных пробах количество бария в них составляет 1100, 1700 и 4480 г/т. Но во всех случаях бария в гранитах больше, чем во вмещающих комплексах. Таким образом, в рассматриваемых породах содержания бария и особенно стронция связаны с содержаниями петрогенных элементов-хозяев – калия и кальция. Одной из причин значительной концентрации этих элементов в гранитах может быть аномально высокая температура образования этих пород, что подтверждается экспериментальными данными [Beus, 1981].

Редкоземельные элементы. Особенностью распределения РЗЭ в рассматриваемых породах являются очень низкие их концентрации (рис. 11, 12). Почти во всех пробах, за исключением двух, количества La, Ce, Nd, Sm в 2–30 раз меньше по сравнению с гранитами земной коры. Еще беднее рассматриваемые гранитоиды тяжелыми РЗЭ, концентрации которых в отдельных пробах близки к хондритовым. Особенно заметно истощение РЗЭ в исследуемых гранитах по сравнению с вмещающими породами (см. рис. 11). При этом граниты часто характеризуются высоким (La/Yb)_n отношением – более 60. Но существует группа пород с низким (La/Yb)_n отношением (1.2–2.5) за счет повышенных содержаний HREE. Обычно для гранитов это большая редкость. Повышенные содержания HREE в гранитах чаще всего объясняются их привнесением в систему на заключительных этапах эволюции массивов. В нашем случае минералов-концентраторов HREE нет. Как показывают современные исследования, РЗЭ часто присутствуют в межмолекулярном пространстве; возможно, это тот самый случай [Fadin et al., 2016]. Четкая связь между величиной положительной Eu-аномалии и (La/Yb)_n отношениями отсутствует (рис. 13). При этом образцы с отрицательными значениями (Eu/Eu* менее 1) показывают зависимость величины аномалии от степени дифференциации REE, что указывает на различный характер кристаллизации этих двух типов жильных гранитов, вероятно обусловленных различными окислительно-восстановительными свойствами флюидов.

Низкие содержания тяжелых РЗЭ связаны с лейкократовостью пород, в которых количество темноцветных минералов очень невелико (1–10 %) и представлены они в основном биотитом. Не характерны для изученных пород и акцессорные минералы, являющиеся накопителями тяжелых РЗЭ.

На рис. 14 видно, что отрицательная Eu-аномалия там, где мало стронция, но где его максимум – нет

максимальной Eu-аномалии. Это указывает на то, что не весь Eu замещает стронций, где-то он «сидит» в другом месте. При одинаковых содержаниях CaO есть породы с положительной и отрицательной Eu-аномалией. Это значит, что есть и другой фактор концентрирования Eu. С повышением CaO нет повышения Eu-аномалии, что свидетельствует о том, что традиционные представления о замещении Eu⁺⁺ стронция, который, в свою очередь, замещает Ca, не работают, но почему?

Петрогеохимия вмещающих пород. Единственная проба основных гранулитов (П-97/2) типична для Ладожской структуры. Благодаря низким содержаниям Al₂O₃, K₂O (La/Yb)_n=1.5 эта порода по составу отвечает толеитовому базальту. Данные гранулиты принципиально отличаются от гранулитов так называемого лапландского типа и ближе к гранулитам, распространенным среди гранитогнейсов архейского фундамента. Породы гранитогнейсового фундамента представлены

пробами П-99/1, П-913/1 (рис. 15, а), П-916/1. Это типичные представители «серых гнейсов» – повышенные концентрации Al₂O₃, Sr с высокими (La/Yb)_n. В куполах картируется множество линз, пластов различной мощности, сложенных амфиболитами. Пробы П-914/1, П-918/1, П-922/2, П-926 отвечают составам типичных толеитовых базальтов с (La/Yb)_n близкими к 1, а вот проба П-917/1 представляет из себя редкую породу для этого региона. За счет многочисленных вкрапленников плагиоклаза эта порода фактически является габбро-анортозитом и имеет небольшую положительную Eu-аномалию (см. рис. 12). Важно, что секущая эту породу гранитная дайка имеет отрицательную Eu-аномалию, то есть явления унаследованности этой аномалии при развитии гранитной жилы не наблюдается. Достаточно много примеров, когда вмещающими породами для жил являются сланцы ладожской серии: П-915/2, П-920/1, П-922/3, П-927/2. Все они подобны

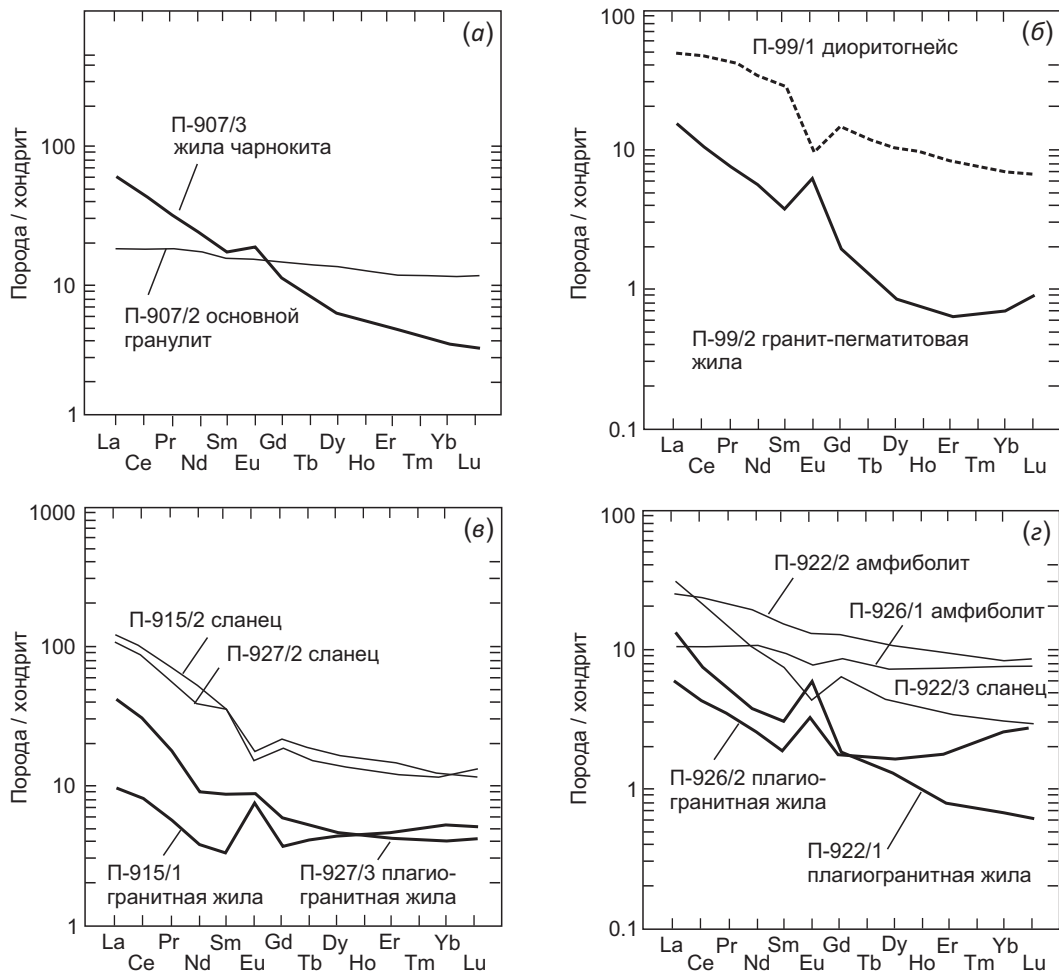


Рис. 11. Нормированные по хондриту графики распределения РЗЭ в жильных гранитах с положительной Eu-аномалией и вмещающих их породах Северного Приладожья в различных структурных обстановках.

(а) – гранулитовое поле, (б) – гранитогнейсовый куполовидный выступ, (е) – сланцевое «межкуповольное» заполнение (ладожская серия), (з) – амфиболит-сланцевые горизонты внутри гранитогнейсовых выступов.

Fig. 11. Chondrite-normalized graphs of REE distribution in veined granites with a positive Eu anomaly and their host rocks in the Northern Ladoga region in different structural settings.

(a) – granulite field, (б) – granite-gneiss dome-shaped protrusion, (e) – schist interdomal fill (Ladoga series), (z) – amphibolite-schists horizons within granite-gneiss protrusions.

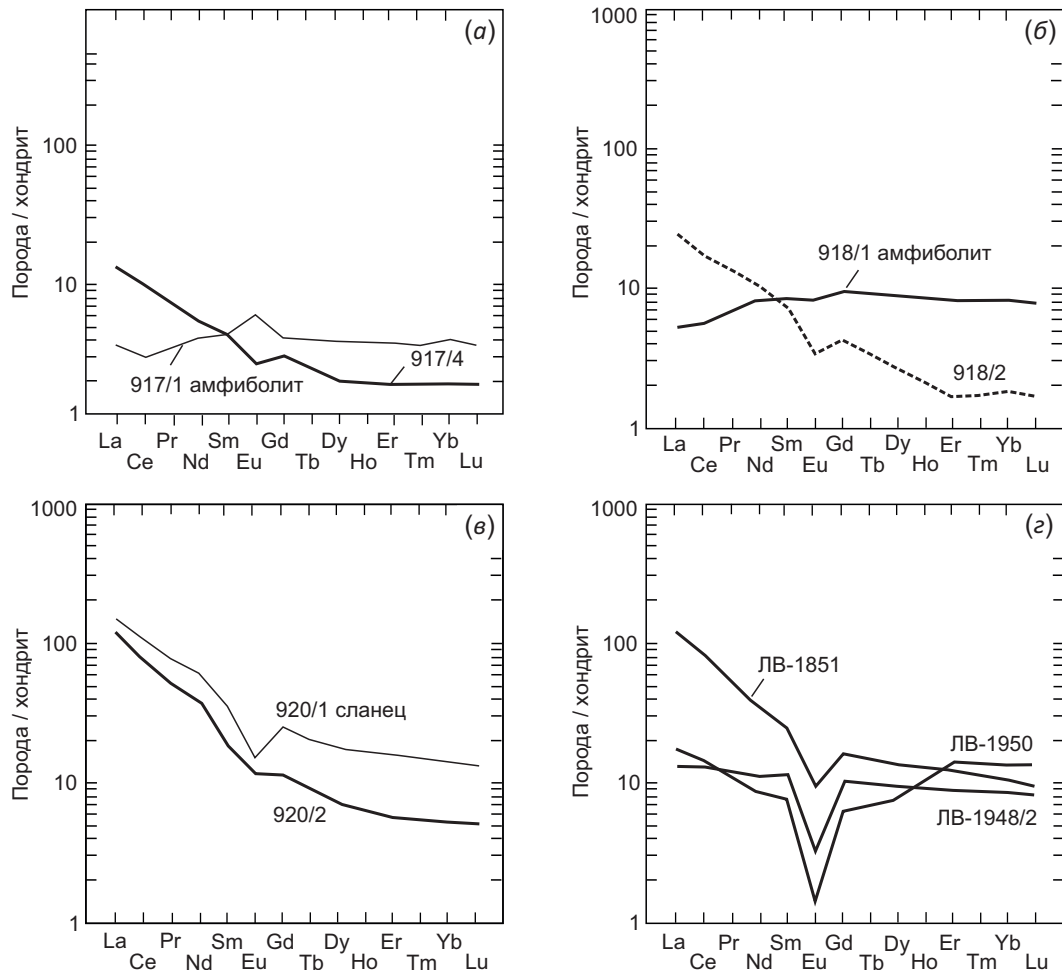


Рис. 12. Нормированные по хондриту распределения РЗЭ в жильных кислых породах с отрицательной Eu-аномалией и вмещающих их породах Северного Приладожья в разных структурных обстановках. (а) и (б) – в амфиболитовых телах внутри гранитогнейсового куполовидного выступа, (е) – «межкуповальное» пространство, (з) – в амфиболитах обрамления выступов.

Fig. 12. Chondrite-normalized REE distributions in felsic veined rocks with a negative Eu anomaly and their host rocks in the Northern Ladoga region in different structural settings.

(а) and (б) – amphibolite bodies inside a granite-gneiss dome-shaped protrusion, (е) – interdomal space, (з) – amphibolite framing of protrusions.

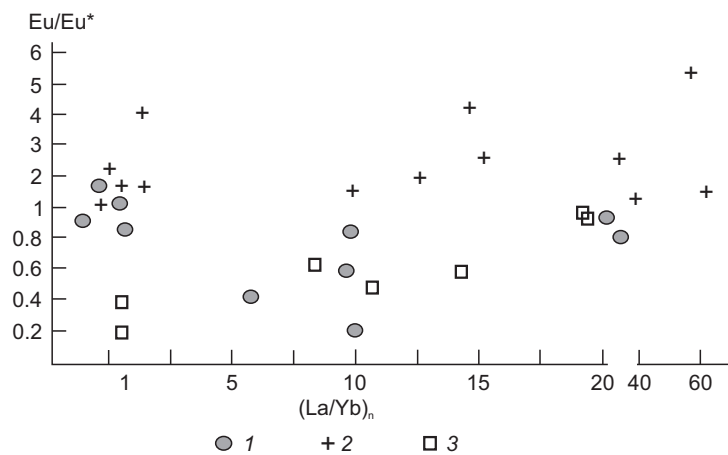


Рис. 13. Зависимость величины европиевой (Eu/Eu^*) аномалии от степени дифференциации РЗЭ $(La/Yb)_n$. 1 – вмещающие породы; 2 – граниты с положительной Eu-аномалией; 3 – граниты с отрицательной Eu-аномалией.

Fig. 13. Relationship between the europium (Eu/Eu^*) anomaly magnitude and the REE differentiation degree $(La/Yb)_n$. 1 – host rocks; 2 – granites with a positive Eu anomaly; 3 – granites with a negative Eu anomaly.

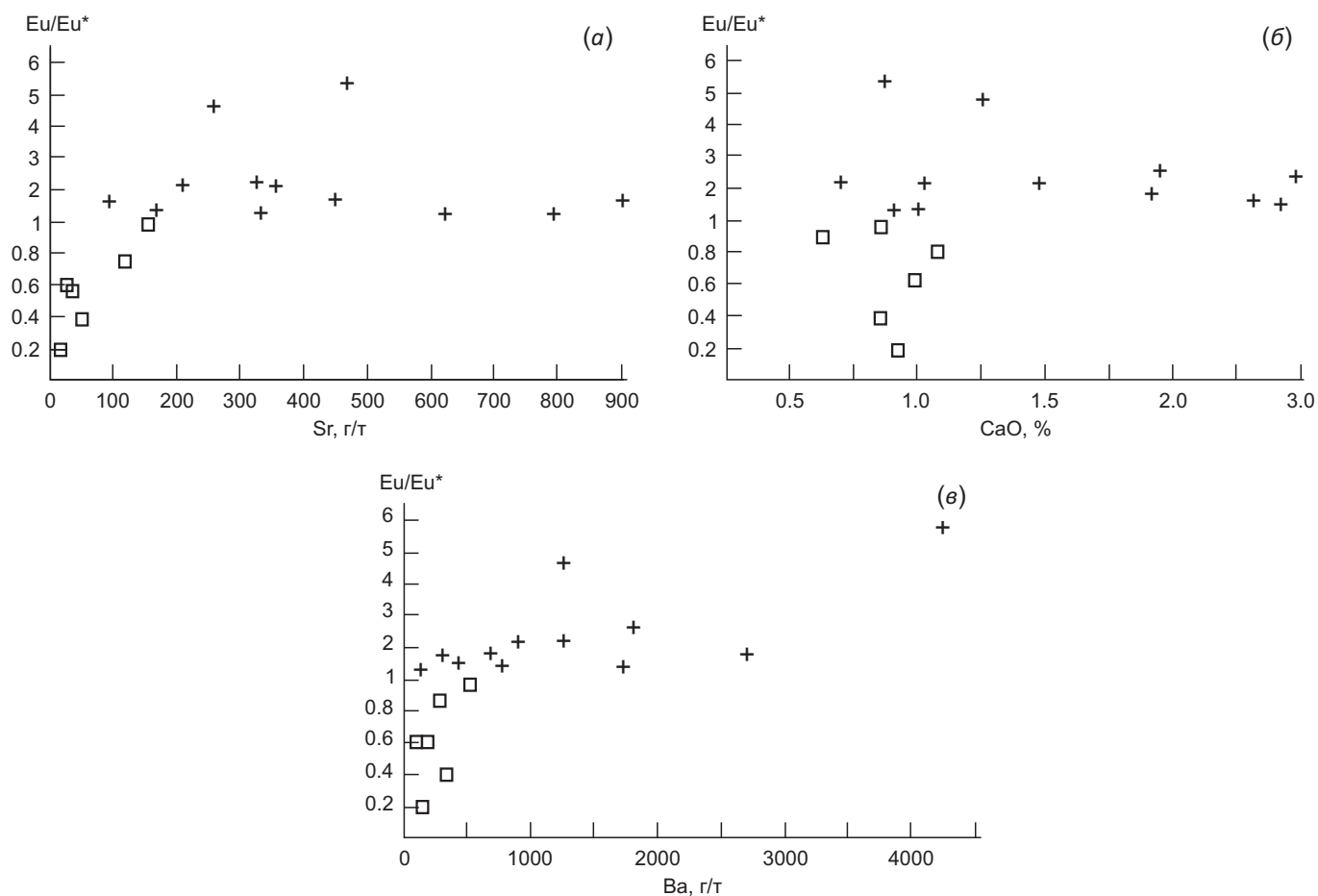


Рис. 14. Отношение европиевой аномалии (Eu/Eu^*) к стронцию (а), к CaO (б) и барию (в) в исследуемых породах. Условные обозначения те же, что и на рис. 13.

Fig. 14. The ratio of the europium anomaly (Eu/Eu^*) to strontium (a), CaO (b) and barium (e) in the rocks studied. The legend is the same as in Fig. 13.

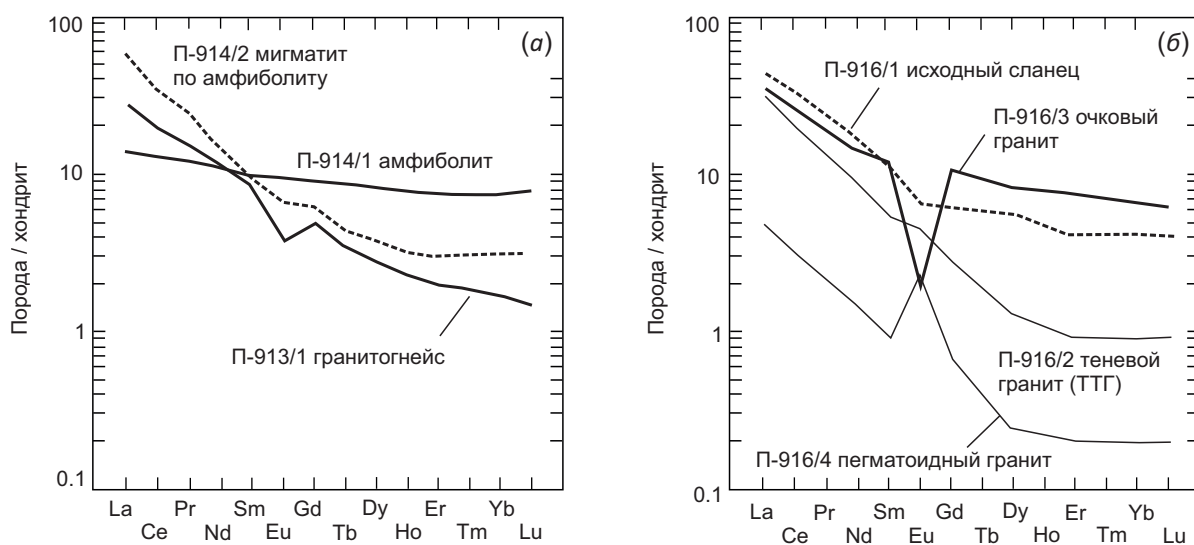


Рис. 15. Нормированное по хондриту распределение РЗЭ в породах из «куполовидных» выступов фундамента.

Fig. 15. Chondrite-normalized REE distribution in rocks from "dome-shaped" basement protrusions.

детально изученным породам из разрезов ладожской серии [Myskova et al., 2012] и близки составу PAAS, что указывает на изохимичность их метаморфических преобразований.

В краевой части Импилахтинского выступа фундамента (см. рис. 3, 5) изучена серия различно гранитизированных пород, в том числе и с положительной Eu-аномалией, в которых распределение микроэлементов близко таковым в жильных образованиях. Здесь среди гранитоидов выделяются скиалиты серого цвета, по геологическим соотношениям это исходный гнейс (П-916/1), и по нему развиваются различные мигматиты. По составу это гнейс, имеющий характерное распределение REE, с $La/Yb=18$ и слабой отрицательной Eu-аномалией (0.86). По гнейсам развивается теневой гранит (П-916/2) – это типичный «серый» гнейсогранит с высоким отношением La/Yb (32) и небольшой положительной Eu-аномалией (1.35). Жилоподобное тело гранитов (проба П-916/4) сложено массивными мяскокрасными разностями, они истощены практически всеми микроэлементами относительно теневых гранитогнейсов, но обогащены Ba и имеют положительную Eu-аномалию (Прил. 1, табл. 1.4). В противоположность этому проба П-916/3 – очковый гранит – имеет ярко выраженную отрицательную Eu-аномалию и, несмотря на наличие микроклина и высокое содержание калия, сильно истощена Ba (50 г/т), что значительно ниже кларка. При этом очевидно, что при почти одинаковом содержании макроэлементов эти породы имеют принципиальные текстурные различия (массивная и директивная – очковая), что указывает на различные динамические условия преобразования исходных пород – «серых» гнейсов (проба П-16/2). Именно такая локальная изменчивость динамики, определяемая комбинированным сочетанием в едином деформационном режиме сопряженных обстановок сжатия и растяжения, на наш взгляд, контролировала флюидный режим, который, в свою очередь, и обусловил привнос и вынос микроэлементов.

5. ОБСУЖДЕНИЕ И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ФАКТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА

Многие исследователи, ссылаясь на экспериментальные работы [Balashov, Tsoi, 1989; Beus, 1981; Taylor, McLennan, 1988], указывают на то, что подтверждена связь аномального распределения Eu с преимущественным захватом в структуре плагиоклаза Eu^{2+} по сравнению с Eu^{3+} , т.е. при образовании гранитов с положительной Eu-аномалией равновесие $Eu^{2+} \leftrightarrow Eu^{3+}$ было сдвинуто в сторону двухвалентного Eu. По этой схеме размер Eu-аномалии прямо пропорционален содержаниям кальция и стронция, но в нашем случае (см. рис. 14, а, б) такого явления не наблюдается. Интересно, что подобное отсутствие корреляции между крупной положительной Eu-аномалией и содержаниями стронция отмечают и другие исследователи [Norman et al., 1992]. В нашем случае наибольшие положительные Eu-аномалии характерны для гранитов, обогащенных барием,

т.е. элемента, накопление которого часто увязывается с глубинными флюидонасыщенными породами: кимберлитами, лапроитами, санукиитоидами [Terekhov, Baluev, 2011]. Отмечается, что концентрации Eu в жильных гранитах уменьшаются по сравнению с концентрациями этого элемента во вмещающих породах амфиболитовой фации метаморфизма, но в гранитах, секущих породы с гранулитовыми ассоциациями (так как они уже истощены литофильными элементами), почти всегда наблюдается обратная картина, а именно заметное увеличение концентраций Eu (см. рис. 11, а), что типично и для такого объекта, как Лапландский гранулитовый пояс [Terekhov, Levitsky, 1993].

Граниты, истощенные легкими РЗЭ и с хорошо выраженной отрицательной Eu-аномалией, довольно широко развиты в природе. Обеднение легкими РЗЭ по мере кристаллизации от гранодиоритов к гранитам с появлением отрицательной Eu-аномалии обычно объясняется кристаллизацией минералов – концентраторов РЗЭ: монацита и апатита и их удалением из магмы [Miller, Mittlefehdt, 1982]. Граниты с положительной Eu-аномалией в природе редки, и в основном они встречаются среди ТТГ серий раннего докембрия и реже в современных геодинамических обстановках [Martin, 1999]. За редким исключением [Kunina, Mints, 1993; Petrova et al., 1999], их образование также рассматривается в рамках дифференциации магмы [Art et al., 1978; Sheppard et al., 2001]. Большинство же исследователей, рассматривая распределение РЗЭ в породах, или не объясняют причины появления Eu-аномалии, или в случае ее положительного значения увязывают ее появление с большим количеством плагиоклаза в породе и, следовательно, пары кальций – стронций, где Eu вступает в изоморфизм со стронцием [Taylor, McLennan, 1988]. Но в нашем случае корреляции между размером положительной Eu-аномалии и содержаниями стронция нет.

Геологическая природа жильных гранитов с положительной Eu-аномалией трактуется разными исследователями весьма неоднозначно. В какой-то степени это связано с их частым залеганием среди архейской гранит-тоналит-тродьемитовой формации «серых гнейсов», генезис которых, в свою очередь, весьма дискусионен. Большинство западных исследователей считает, что «серые гнейсы» образовались в процессе магматической кристаллизации, а жилы гранитов с положительной Eu-аномалией являются заключительными продуктами этого процесса [Sheppard et al., 2001]. Российские исследователи в основном рассматривают «серые гнейсы» как продукты метасоматических преобразований базитового субстрата, а граниты с положительной Eu-аномалией отвечают заключительным этапам гранитизации – микроклиновой стадии этого процесса [Kunina, Mints, 1993].

Существует достаточно много фактов, чтобы утверждать, что ядерные части куполовидных структур Северного Приладожья сложены серыми гнейсами архейского возраста. Однако секущие их жилы, вероятнее

всего, образовались в палеопротерозое в период формирования этих структур в условиях хрупких деформаций. Но часть пород с положительной Eu-аномалией среди «серых гнейсов» ядерных частей этих куполов, вероятно, формировалась ранее. Приведенные примеры появления положительных Eu-аномалий касались плагиоклазовых гранитов. Но нередки случаи, когда подобные аномалии имеют место и в калиевых разностях. Так, факт общего уменьшения РЗЭ в породах ТТГ серий по мере увеличения содержания кремнезема, а также представления о том, что граниты этих серий являются заключительной фазой метасоматического образования по исходному базитовому субстрату, позволили некоторым исследователям считать, что природа положительной Eu-аномалии является остаточной, то есть все РЗЭ на заключительном этапе были вынесены, а концентрации Eu почти не изменились [Mints et al., 1996], но в нашем случае очевиден привнос бария, так что утверждать, что происходит вынос всех микроэлементов, нельзя.

Среди других природных образований, имеющих положительную Eu-аномалию, важно отметить нефть, уголь [Balashov, Tsoi, 1989], фосфориты [Baturin et al., 2001] и архейские железистые кварциты [Danielson et al., 1992]. Избыток Eu в этих породах служит признаком резко восстановительной среды их формирования. Уже достаточно давно было показано, что присутствующий в баритах европий находится в 2-валентном состоянии, изоморфно замещая барий [Guichard et al., 1979]. В дальнейшем наличием барита стала объясняться положительная Eu-аномалия в бокситах, в которых встречается аутигенный барит. Причина необычного поведения европия связывается с резко восстановительной средой в момент диагенеза фосфоритов [Baturin, 2004].

Прямую корреляцию между величиной Eu-аномалии и содержанием бария отметили индийские исследователи, описавшие обогащенные Eu позднепротерозойско-кембрийские фосфориты в Низких Гималаях, причем в этих же породах известна обратная корреляция положительной Eu-аномалии с содержаниями стронция, что указывает на вхождение Eu в баритовую фазу [Mazumdar et al., 1999]. В нашем случае аналогичная ситуация: нет прямой корреляции величины положительной Eu-аномалии с содержаниями стронция и с общим содержанием РЗЭ, а есть только прямая корреляция концентраций бария с положительной Eu-аномалией, что косвенно может указывать на наличие бариевой фазы (собственный минерал бария, например). Впервые на большую роль бариевой метки для расшифровки тектонической обстановки в раннем докембрии было указано в работе [Glukhovskii, Moralev, 1997].

Учитывая то, что величина отношения Eu^{2+}/Eu^{3+} является функцией окислительно-восстановительного потенциала среды минералообразования, можно думать, что и образование гранитоидов с положительной Eu-аномалией происходило в условиях восстановительной

среды. Какова же причина появления подобных флюидов на заключительных этапах метаморфизма и гранитизации?

Большая часть изученных гранитов является высокоглиноземистыми, что косвенно указывает на активные тектонические события в период их формирования. Так, долгое время происхождение высокоглиноземистых гранитов связывалось с частичным плавлением коровых пород в ходе континентальной коллизии [Sheppard et al., 2001; Martin, 1999], но существуют и модели образования подобных гранитов в результате частичного плавления, обусловленного внедрением в подошву коры горячих мантийных магматических масс, то есть процессов андерплейтинга [Williamson et al., 1992]. В отношении генезиса изученных мелких жил гранитов, приуроченных к различным комплексам и, вероятно, имеющих различный возраст, не подходит ни одна из вышеприведенных моделей, так как они предполагают образование гигантских батолитов, в которых граниты имеют характерные отрицательные Eu-аномалии. В нашем случае это небольшие тела, выполняющие трещины или птигматитоподобные обособления, которые в своей эволюции не проходили стадию магматического плавления. Наличие положительной Eu-аномалии указывает на восстановительные условия формирования жильных гранитов, а обогащение их барием, повышенные содержания которого типичны для глубоководных флюидонасыщенных образований, таких как кимберлиты и лампроиты, а также пород постскладчатых интрузий, подтверждает это предположение.

Представляется следующая модель геодинамической обстановки, в которой могло происходить образование изученных пород. Граница хрупких и пластичных деформаций в коре, к которой приурочено формирование исследуемых пород, в последние годы привлекает все большее внимание геологов, геофизиков и геохимиков. Именно эта граница в настоящее время рассматривается многими исследователями как существенный раздел в земной коре («барьерная зона»), который контролирует выход флюидов и глубинных пород к поверхности [Ivanov, Rusin, 1997]. В экстремальных условиях, к примеру при растяжении коры, торошении, формировании глубинных пулл-апартов, этот барьер разрушается и сквозь него происходит прорыв глубинных, преимущественно восстановленных флюидов, которые согласно конкретным условиям формируют различные жильные образования или пояса бластомилонитов. При этом происходит вынос большинства рудных компонентов и их последующее осаждение в верхних уровнях земной коры. Большое количество жил, сложенных породами с положительной Eu-аномалией, и их небольшие размеры указывают на весьма необычные условия тектогенеза в этом регионе, связанные с его приуроченностью к переходной зоне от свекофеннид к Карельскому массиву и наличием пород фундамента, игравшего до определенного времени роль флюидоупора, а затем разрушенного под влиянием глубинных флюидов. Именно эти флюиды

обеспечили формирование гранитоидов с положительной Eu-аномалией, вынос большинства микроэлементов («водородная продувка») и их осаждение в верхней части разреза земной коры. Надо отметить, что разрушение этого флюидного экрана может происходить неоднократно и в различных структурных обстановках. Так, наши многолетние исследования Северного Приладожья позволили выявить схожие структурные парагенезы трех последовательных этапов деформаций как внутри выступов, так и в их обрамлении. Это позволяет сделать вывод о единых геомеханических условиях формирования тектонической свекофеннской структуры в чехле и в реоморфизованном фундаменте и, соответственно, рассмотреть жилы кислого состава как индикаторы определенных этапов деформаций. Наличие однотипных жильных гранитоидов с положительной Eu-аномалией в фундаменте и чехле подтверждает наши структурные предположения о единстве характера преобразований системы фундамент – чехол.

В фундаменте (куполовидный выступ Хавус) самые ранние плагитогранитные жилы, сопряженные с надвиго-складчатыми структурами, наложенными на дайки исходных базитов, дали значения возраста около 1870 млн лет, обозначив верхний временной рубеж проявления первого кинематического этапа свекофеннского тектогенеза. Пробы из жил этого этапа преимущественно имеют положительную Eu-аномалию. Жильные тела, связанные со структурами второго деформационного этапа (прямые складки северо-западного и субмеридионального простирания, наложенные на покровно-надвиговые структуры) и в сортавальской, и в ладожской серии показали датировки около рубежа 1830 млн лет (1827.9 ± 4.9 ; 1828.1 ± 4.9 млн лет). При этом выявленные нами в огнейсованных телах гранодиоритов ТТГ субмеридиональные полосы массивных разностей дали такой же возраст – 1828.6 ± 4.3 млн лет, свидетельствуя о проявлении процессов палингенеза на пике свекофенских деформационных событий. В зонах интенсивного расщепления северо-восточного простирания уровня хлорит-серицитовой субфации (третий региональный этап деформаций), наложенных на тела раннекинематических гранитов (выступ Хавус), в цирконах были выявлены оболочки, а также отдельные зерна метамиктно измененных цирконов с возрастом 1768 ± 6 – 1755.1 ± 4.3 млн лет, отражающим, вероятно, временной интервал проявления орогенных событий в регионе [Morozov et al., 2018].

Оказалось, что проанализированные спектры РЗЭ в уже упомянутых «сквозных» структурно-парагенетических реперах – в гранитных и пегматоидных телах последовательных деформационных стадий, в пределах как куполовидных выступов фундамента, так и в их чехольном обрамлении (преимущественно зона амфиболитовой фации метаморфизма), закономерно меняются. Так, жильные тела, встроенные в структурные парагенезы первого и третьего этапов деформации, показывают устойчивую положительную Eu-аномалию, в то время как подобные образования промежуточного,

второго, этапа тектогенеза имеют отрицательные значения содержаний этого элемента. С учетом дискуссионности природы положительной Eu-аномалии в породах докембрийской континентальной коры и поливариантности ее причин в приложении к рассматриваемой ситуации представляются наиболее существенными несколько факторов. Ее проявление в частично реоморфизованном субстрате архейского основания может быть обусловлено наличием «серо-гнейсового» протолита, отличающегося, как известно, заметным обогащением этим элементом. Другая причина могла быть связана с процессами частичного плавления в ходе реоморфизма фундамента, также влияющими на концентрацию Eu. Наконец, весьма значимой и, может быть, наиболее приемлемой для нашего случая причиной могла стать последовательная смена во времени окислительно-восстановительных условий флюидного режима, которая, в свою очередь, зависит от уровня глубинности преобразований и от геодинамической обстановки. Избыток Eu обычно служит признаком резко восстановленной среды, что вполне соответствует условиям раннекинематической стадии в Приладожье, начавшейся с внедрения даек базитов в еще достаточно хрупкий серо-гнейсовый архейский субстрат. Последующий термальный разогрев, реоморфизм основания и приток гранитизирующих флюидов, достигший апогея к середине свекофеннского тектогенеза (стадия D2), сместили равновесие в сторону окисленной обстановки и, как следствие, к заметному снижению концентраций Eu. Переход на третьем этапе от процессов тектогенеза с преимущественно конвергентной геодинамикой к орогеническим событиям с нарастающей ролью хрупких разломов, дренирующих нижние горизонты коры, вновь обусловил смещение в сторону восстановительного флюидного режима, что привело к соответствующему увеличению содержаний Eu. Как бы то ни было, совершенно очевидно, что Eu «метки» и их согласованные изменения на разных этапах тектогенеза служат дополнительным критерием и доказательством совместных преобразований комплексов чехла и фундамента в единых и общих условиях и обстановках.

6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В пределах полиметаморфической и сложно построенной структуры Северного Приладожья выделяется большое количество кислых жильных образований, имеющих положительную Eu-аномалию. Полученные результаты свидетельствуют о важном аспекте геохимии РЗЭ в гранитоидах из жильных образований, связанном в первую очередь с поведением в них Eu, относительный избыток которого может свидетельствовать о восстановительной среде образования, что заставляет искать геодинамические причины столь необычных условий их формирования.

Визуально и петрографически близкие пегматоидные жилы могут принципиально различаться по набору микроэлементов, особенно по наличию положительной

Eu-аномалии. Разности, имеющие эту аномалию, всегда обогащены барием, и нет прямой корреляции величины Eu-аномалии с $(La/Yb)_n$, Ca и Sr. Это противоречит господствующим представлениям о причинах появления положительной Eu-аномалии исключительно за счет замещения двухвалентного стронция Eu.

Повышенные концентрации бария характерны для постскладчатых интрузий региона, а также для кимберлитов и лампроитов, то есть комплексов, генезис которых связан с глубинными процессами в мантии и высокой флюидонасыщенностью, поэтому жильные образования кислого состава с аномально большими концентрациями бария могут являться каналами проникновения глубинных флюидных потоков. Вероятно, изученные жилы, аномально обогащенные барием, являются связующим звеном между глубинными зонами и гидротермальными процессами, где происходит основное накопление бария в виде его главного минерала – барита.

Прорыв к поверхности восстановленных флюидов и, соответственно, образование кислых жильных пород проходили при определенных динамических условиях в обстановке хрупких деформаций.

Три выделенных этапа геодинамической эволюции региона (начало дробления фундамента и формирование надвигов (D1), развитие складчатых деформаций (D2) и постскладчатого орогенеза (D3) характеризуются наличием жильных тел с положительной Eu-аномалией на первом и заключительном этапах эволюции структуры, когда преобладали хрупкие деформации и происходил прорыв восстановленных флюидов. На втором этапе, когда в коре преобладали пластические деформации, происходила «закупорка» флюидов и формировались гранитоиды с низкими концентрациями бария и отрицательной Eu-аномалией.

7. ЗАЯВЛЕННЫЙ ВКЛАД АВТОРОВ / CONTRIBUTION OF THE AUTHORS

Все авторы внесли эквивалентный вклад в подготовку публикации.

The authors contributed equally to this article.

8. КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ / CONFLICT OF INTERESTS

Авторы заявляют об отсутствии у них конфликта интересов. Все авторы прочитали рукопись и согласны с опубликованной версией.

The authors have no conflicts of interest to declare. All authors have read and agreed to the published version of the manuscript.

9. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

Art J.G., Barker F., Peterman Z.E., Friedman I., 1978. Geochemistry of Gabbro-Diorite-Tonalite-Trondhjemite Suite of Southwest Finland and Its Implications for the Origin of Tonalitic and Trondhjemitic Magmas. *Journal of Petrology* 19 (2), 289–316. <https://doi.org/10.1093/petrology/19.2.289>.

Balashov Yu.A., Tsoi K.S., 1989. A Role of Reducing Environments in Eu^{2+} , Yb^{2+} and Sm^{2+} Accumulation in Oils. *Doklady of the USSR Academy of Sciences* 309 (5), 1189–1192 (in Russian) [Балашов Ю.А., Цой К.С. Роль окислительно-восстановительных условий в накоплении Eu^{2+} , Yb^{2+} , Sm^{2+} в нефтях // Доклады АН СССР. 1989. Т. 309. № 5. С. 1189–1192].

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

Baltybaev Sh.K., Glebovitskii V.A., Kozyreva I.V., Shul'diner V.I., 1996. The Meyeri Thrust: The Main Element of the Suture at the Boundary between the Karelian Craton and the Svecofennian Belt in the Ladoga Region of the Baltic Shield. *Doklady Earth Sciences* 348 (4), 581–584 (in Russian) [Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Козырева И.В., Шульдинер В.И. Мейерский надвиг – главный элемент строения сутуры на границе Карельского кратона и свекофеннского комплекса в Приладожье, Балтийский щит // Доклады АН. 1996. Т. 348. № 3. С. 353–356].

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

Baturin G.N., 2004. *Phosphate Accumulation in Ocean*. Nauka, Moscow, 460 p. (in Russian) [Батулин Г.Н. Фосфатонакопление в океане. М.: Наука, 2004. 460 с.].

Baturin G.N., Lucas J., Prevot-Lucas L., 2001. The Europium Anomaly in Oceanic Phosphorites. *Doklady Earth Sciences* 379A (6), 701–704.

Beus A.A., 1981. *Geochemistry of the Lithosphere*. Nauka, Moscow, 335 p. (in Russian) [Беус А.А. Геохимия литосферы. М.: Наука, 1981. 335 с.].

Bowes D.R., Halden N.M., Koistinen T.J., Parc A.F., 1984. Structural Features of Basement and Cover Rocks in the Eastern Svecofennides, Finland. In: A. Kroner, R. Greiling (Eds), *Precambrian Tectonics Illustrated*. Schweizerbart Science Publishers, Stuttgart, Germany, p. 147–171.

Danielson A., Moller P., Dulski P., 1992. The Europium Anomales in Banded Iron Formation and the Thermal History of Oceanic Crust. *Chemical Geology* 97 (1–2), 89–100. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(92\)90137-T](https://doi.org/10.1016/0009-2541(92)90137-T).

Erlang A., 1972. Correlation between Potassium and Rubidium Contents in the Earth's Rock. In: *Origin and Distribution of the Elements*. Mir, Moscow, p. 70–88 (in Russian) [Эрланг А. Связь между содержаниями калия и рубидия в земных породах // Распространенность элементов в земной коре. М.: Мир, 1972. С. 70–88].

Eskola P.E., 1948. The Problem of Mantled Gneiss Domes. *Quarterly Journal of the Geological Society* 104, 461–476. <https://doi.org/10.1144/GSL.JGS.1948.104.01-04.21>.

Fadin Ya.Yu., Panova E.G., Oleinikova G.A., Voronin D.O., 2016. Geochemical Features of Black Shales from Narke Deposits (Sweden). *Vestnik of Saint Petersburg University. Earth Sciences* 7 (2), 27–36 (in Russian) [Фадин Я.Ю., Панова Е.Г., Олейникова Г.А., Воронин Д.О. Геохимические особенности черных сланцев месторождений района Нарке (Швеция) // Вестник СПбГУ. 2016. Т. 7. № 2. С. 27–36]. <https://doi.org/10.21638/11701/spbu07.2016.203>.

Glebovitskii V.A., Baltybaev Sh.K., Levchenkov O.A., Be-rezhnaya N.G., Levskii L.K., 2002. Age, Duration, and PT Parameters of the Multistage Metamorphism of Svecofen-nides of the Ladoga Region, Baltica Shield: Evidence from Thermobarometry and U-Pb Geochronology. *Doklady Earth Sciences* 385 (5), 483–487.

Glukhovskii M.Z., Moralev V.M., 1997. The Ba Signature of the Ancient Continental Crust: Tectonic Implications. *Geotectonics* 5, 345–358.

Guichard F., Church T.M., Treuil M., Jaffrezic H., 1979. Rare Earth Elements in Barites: Distribution and Effects on Aqueous Partitioning. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 43 (7), 983–997. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(79\)90088-7](https://doi.org/10.1016/0016-7037(79)90088-7).

Ivanov S.N., Rusin A.I., 1997. Continental Rift Metamor-phism. *Geotectonics* 1, 3–15.

Joosua L., Leplanda A., Kreitsmanna T., Üprausd K., Robertse N., Paistea P., Martine A., Kirsimäe K., 2016. Petrography and the REE-Composition of Apatite in the Paleo-proterozoic Pilgijärvi Sedimentary Formation, Pechenga Greenstone Belt, Russia. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 186, 135–153. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2016.04.043>.

Kostitsyn Yu.A., 2000. Accumulation of Rare Elements in Granites. *Priroda* 1, 21–31 (in Russian) [Костицын Ю.А. Накопление редких элементов в гранитах // Природа. 2000. № 1. С. 21–31].

Kulakovskiy A.L., Morozov Yu.A., Smul'skaya A.I., 2015. Tectonic Stress as Additional Thermodynamic Factor of Metamorphism (Northern Ladoga Region). *Geophysical Research* 16 (1), 44–68 (in Russian) [Кулаковский А.Л., Морозов Ю.А., Смутьская А.И. Тектонический стресс как дополнительный термодинамический фактор метаморфизма // Геофизические исследования. 2015. Т. 16. № 1. С. 44–68].

Kunina N.M., Mints M.V., 1993. The Behavior of Rare-Earth Elements during Granitization. *Bulletin of Moscow Society of Naturalists. Geological Section* 68 (4), 86–94 (in Russian) [Кунина Н.М., Минц М.В. Поведение редкоземельных элементов в процессе гранитизации // Бюллетень МОИП. Отдел Геологический. 1993. Т. 68. № 4. С. 86–94].

Lukanin O.A., Dernov-Pegarev V.F., 2009. Main Factors Determining the Occurrence of the Europium Anomaly in Fluids Formed during the Pressure-Drop-Induced Degassing of Granite Magmas. *Scientific Herald of the Earth Sciences Department of RAS* 1 (27) (in Russian) [Луканин О.А., Дернов-Пегарев В.Ф. Основные факторы, определяющие

появление европиевой аномалии во флюидах, образующихся при дегазации гранитных магм, вызванной снижением давления // Вестник Отделения наук о Земле РАН. 2009. № 1 (27)]. Available from: <https://onznews.wdcb.ru/publications/asempg/magm-24.pdf> (Last Accessed April 5, 2021).

Makeyev A.B., Skublov S.G., 2016. Y-REE-Rich Zircons of the Timan Region: Geochemistry and Economic Significance. *Geochemistry International* 54, 788–794. <https://doi.org/10.1134/S0016702916080073>.

Makrygina V.A., Petrova Z.I., 1996. Geochemistry of Migmatites and Granitoids of Priol'khon'e and Ol'khon Island, Baikal Region. *Geochemistry International* 34 (7), 574–585.

Martin H., 1999. Adakitic Magmas: Modern Analogues of Archaean Granitoids. *Lithos* 46 (3), 411–429. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00076-0](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00076-0).

Mazumdar A., Banerjee D.M., Schidlovski M., Balaram V., 1999. Rare-Earth Elements and Stable Isotope Geochemistry of Early Cambrian Chert-Phosphorite Assemblages from the Lower Tal Formation of the Krol Belt Lesser Himalaya, India. *Chemical Geology* 156 (1–4), 175–297. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(98\)00187-9](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(98)00187-9).

Mehnert K.R., 1971. Migmatites and the Origin of Granitic Rocks. *Mir, Moscow*, 328 p. (in Russian) [Менерт К. Мигматиты и происхождение гранитов. М.: Мир, 1971. 328 с.].

Miller C.F., Mittlefehdt D.W., 1982. Depletion of Light Rare-Earth Elements in Felsic Magmas. *Geology* 10 (3), 129–133. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1982\)10<129:DOLREI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1982)10<129:DOLREI>2.0.CO;2).

Mints M.V., Glaznev V.N., Konilov A.N., Kunina N.M., Nikitichev A.P., Raevskii A.B., Sedykh Yu.N., Stupak V.M., Fonarev V.I., 1996. The Early Precambrian of the Northeastern Baltic Shield: Paleogeodynamics, Structure and Evolution of the Continental Crust. *Proceedings GIN RAS. Iss. 503. Nauchny Mir, Moscow*, 278 p. (in Russian) [Минц М.В., Глазнев В.Н., Конилов А.Н., Кунина Н.М., Никитичев А.П., Раевский А.Б., Седых Ю.Н., Ступак В.М., Фонарев В.И. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры // Труды ГИН РАН. М.: Научный мир, 1996. Вып. 503. 278 с.].

Morozov Yu.A., 1999. The Role of Transpression in the Structural Evolution of the Svecofennides in the Baltic Shield. *Geotectonics* 33 (4), 302–313.

Morozov Yu.A., 2002. Structure-Formation Function of Transpression and Transtension. *Geotectonics* 36 (6), 431–450.

Morozov Yu.A., Bayanova T.B., Matveev M.A., Kulakovskiy A.L., Smul'skaya A.I., 2018. Age-Associated Features of Early and Late Svecofennian Tectogenetic Events in the Southeast of the Baltic Shield (Northern Domain of the Ladoga Region). In: *Problems of Tectonics and Geodynamics of the Earth's Crust and Mantle. Proceedings of the L Tectonic Meeting (January 30 – February 3, 2018). Vol. 2. GEOS, Moscow*, p. 34–39 (in Russian) [Морозов Ю.А., Баянова Т.Б., Матвеев М.А., Кулаковский А.Л., Смутьская А.И. Возрастные метки ранне- и поздне-тектонических событий

свекофеннского тектогенеза на ЮВ Балтийского щита (северный домен Приладожья) // Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии: Материалы I Тектонического совещания (30 января – 3 февраля 2018 г.). М.: ГЕОС, 2018. Т. 2. С. 34–39].

Morozov Yu.A., Gaft D.E., 1985. On the Nature of Granite-Gneiss Domes in the Northern Ladoga Region. In: V.V. Ez (Ed.), Structure and Petrology of the Precambrian Complexes. Publishing House of the Institute of the Physics of the Earth of the USSR Academy of Science, Moscow, p. 3–120 (in Russian) [Морозов Ю.А., Гафт Д.Е. О природе гранитогнейсовых куполов Северного Приладожья // Структура и петрология докембрийских комплексов / Ред. В.В. Эз. М.: ИФЗ АН СССР, 1985. С. 3–120].

Morozov Yu.A., Somin M.L., 1997. Structural and Thermal Consequences of the Basement-Cover Interaction in Mobile Belts. In: A.V. Lukyanov (Ed.), Structural Parageneses and Their Ensembles. GEOS, Moscow, p. 122–124 (in Russian) [Морозов Ю.А., Сомин М.Л. Структурные и термические следствия взаимодействия чехла и фундамента в подвижных поясах // Структурные парагенезы и их ансамбли / Ред. А.В. Лукьянов. М.: ГЕОС, 1997. С. 122–124].

Morozov Yu.A., Somin M.L., Travin V.V., 2000. The Behavior of Granitoid Basement Involved in the Formation of the Svecokarelian Foldbelt, Northern Ladoga Region. *Doklady Earth Sciences* 370 (1), 58–62.

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

Myskova T.A., Mil'kevich R.I., L'vov P.A., 2012. U-Pb Geochronology of Zircons from Metasediments of the Ladoga Group (North Ladoga Region, Baltic Shield). *Stratigraphy and Geological Correlation* 20, 166–178. <https://doi.org/10.1134/S0869593812020062>.

Nagaitsev Yu.V., 1974. Petrology of the Rocks from the Ladoga and Belomorje Metamorphic Complexes. Publishing House of Leningrad State University, Leningrad, 160 p. (in Russian) [Нагайцев Ю.В. Петрология метаморфических пород ладожского и беломорского комплексов. Л.: Изд-во ЛГУ, 1974. 160 с.].

Nironen M., 1997. The Svekofennian Orogen: A Tectonic Model. *Precambrian Research* 86 (1–2), 21–44. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(97\)00039-9](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(97)00039-9).

Norman M.D., Leeman W.P., Mertman S.A., 1992. Granites and Rhyolites from Northwestern U.S.A.: Temporal Variation in Magmatic Processes and Relations to Tectonic Setting. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 83 (1–2), 71–81. <https://doi.org/10.1017/S0263593300007768>.

Okina O., Lyapunov S., Avdosyeva M., Ermolaev B., Golubchikov V., Gorbunov A., Sheshukov V., 2016. An Investigation of the Reliability of HF Acid Mixtures in the Bomb Digestion of Silicate Rocks for the Determination of Trace Elements by ICP-MS. *Geostandards and Geoanalytical Research* 40 (4), 583–597. <https://doi.org/10.1111/ggr.12124>.

Park A.F., Bowes D.R., 1983. Basement-Cover Relationships during Polyphase Deformation in the Svecokareliides of the Kaavi District, Eastern Finland. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 74 (2), 95–118. <https://doi.org/10.1017/S0263593300010191>.

Park A.F., Bowes D.R., Halden N.M., Koistinen T.J., 1984. Tectonic Evolution at an Early Proterozoic Continental Margin: The Svecokareliides of Eastern Finland. *Journal of Geodynamics* 1 (3–5), 359–386. [https://doi.org/10.1016/0264-3707\(84\)90016-4](https://doi.org/10.1016/0264-3707(84)90016-4).

Petrova Z.I., Makrygina V.A., Bobrov V.A., 1999. Rare-Earth Elements as Indicators of the Geodynamic Evolution in the Continental Block of the Ol'khon Island and Adjacent Areas, Western Baikal Region. *Geochemistry International* 37 (12), 1158–1168.

Rudnick R.L., 1992. Restites, Eu Anomalies and Lower Continental Crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 56 (3), 963–970. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(92\)90040-P](https://doi.org/10.1016/0016-7037(92)90040-P).

Salop L.I., 1979. The Gneiss-Granulite Complex as a Basement of the Kareliides in the Ladoga Region and the Svecofennides in the South of Finland. *Bulletin of Moscow Society of Naturalists. Geological Section* 54 (5), 3–17 (in Russian) [Салоп Л.И. Гнейсо-гранулитовый комплекс – фундамент карелид в Приладожье и свекофеннид на юге Финляндии // Бюллетень МОИП. Отдел Геологический. 1979. Т. 54. № 5. С. 3–17].

Sedova I.S., Samorukova L.M., Glebovitsky V.A., Krylov D.P., 2004. Geochemistry of Granitoids of the Svecofennian Tectonometamorphic Cycle in the Northern Ladoga Region. *Petrology* 12 (4), 348–366.

Sharov N.V. (Ed.), 2020. Proterozoic Ladoga Structure (Geology, Deep Structure and Minerageny Genesis), KarRC RAS, Petrozavodsk, 435 p. (in Russian) [Ладожская протерозойская структура (геология, глубинное строение и минерогения) / Ред. Н.В. Шаров. Петрозаводск: Изд-во КарНЦ РАН, 2020. 435 с.].

Shcherbakova T.F., 1988. The Amphibolites of the Belomorje Complex and Their Granitization. *Nauka, Moscow*, 149 p. (in Russian) [Щербакова Т.Ф. Амфиболиты Беломорского комплекса и их гранитизация. М.: Наука, 1988. 149 с.].

Sheppard S., Griffin T.J., Tyler I.M., Page R.W., 2001. High- and Low-K Granites and Adakites at a Paleoproterozoic Plate Boundary in Northwest Australia. *Journal of the Geological Society* 158 (3), 547–560. <https://doi.org/10.1144/jgs.158.3.547>.

Shuldiner V.I., Kozyreva I.V., Baltybaev Sh.K., Povarkova A.V., Khrestenkov S.A., 1995. Plutonic and Metamorphic Evolution of the Western Ladoga Region: a New Model. *Regional Geology and Metallogeny* 4, 52–62 (in Russian) [Шульдинер В.И., Козырева И.В., Балтыбаев Ш.К., Поваркова А.В., Хрестенков С.А. Плутоно-метаморфическая эволюция Западного Приладожья: новая модель // Региональная геология и металлогения. 1995. № 4. С. 52–62].

Sudovikov N.G., Glebovitskii V.A., Sergeev A.S., Petrov V.P., Kharitonov A.L., 1970. Geological Development of the Depth

Zones in the Mobile Belts (Northern Ladoga Region). Nauka, Leningrad, 227 p. (in Russian) [Судовиков Н.Г., Глебовицкий В.А., Сергеев А.С., Петров В.П., Харитонов А.Л. Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов (Северное Приладожье). Л.: Наука, 1970. 227 с.].

Sylvester P.J., 1998. Post-Collisional Strongly Peraluminous Granites. *Lithos* 45 (1–4), 29–44. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00024-3](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00024-3).

Taylor S.R., McLennan S.M., 1988. *Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Mir, Moscow, 384 p. (in Russian) [Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.].

Terekhov E.N., Baluev A.S., 2011. Post-Folding Magmatism (1.85–1.7 Ga) in the Eastern Part of the Baltic Shield: Correlation of Its Structural Position and Evolution of Surrounding Complexes. *Stratigraphy and Geological Correlation* 19, 600–617. <https://doi.org/10.1134/S0869593811060074>.

Terekhov E.N., Levitsky V.I., 1993. The Lapland Granulite Belt: Rare-Earth Elements and Problems of Petrogenesis. *Proceedings of Higher Educational Establishments. Geology and Exploration* 5, 3–17 (in Russian) [Терехов Е.Н., Левицкий В.И. Гранулиты Лапландского пояса: редкоземельные элементы и проблемы петрогенезиса // Известия вузов. Геология и разведка. 1993. № 5. С. 3–17].

Terekhov E.N., Shcherbakova T.F., 2006. Genesis of Positive Eu Anomalies in Acid Rocks from the Eastern Baltic Shield. *Geochemistry International* 44, 439–455. <https://doi.org/10.1134/S0016702906050028>.

Terekhov E.N., Shcherbakova T.F., Konilov A.N., 2016. Olivine-Bearing Rocks of the Lapland Granulite Belt (Baltic Shield). *Geochemistry International* 54, 964–978. <https://doi.org/10.1134/S001670291609010X>.

Velikoslavinskii D.A., 1972. *Comparative Characteristics of the Moderate- and Low-Pressure Regional Metamorphism*. Nauka, Leningrad, 190 p. (in Russian) [Великославинский Д.А. Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений. Л.: Наука, 1972. 190 с.].

Watson J., Dunning F.W., 1979. Basement-Cover Relations in the British Caledonides. In: A.L. Harris, C.H. Holland, B.E. Leake (Eds), *The Caledonides of the British Isles – Reviewed*. Geological Society of London, p. 67–91.

Williamson B.J., Downes H., Trirlwall F.M., 1992. The Relationship between Crustal Magmatic Underplating and Granite Genesis: An Example from the Velay Granite Complex, Massif Central, France. In: *The Origin of Granites and Related Rocks*. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 83 (1–2), 235–245. <https://doi.org/10.1017/S0263593300007926>.

ПРИЛОЖЕНИЕ 1 / APPENDIX 1

Таблица 1.1. Представительные анализы жильных гранитоидов с положительной Eu-аномалией из различных стратиграфических комплексов Северного Приладожья**Table 1.1.** Representative analyses of veined granitoids with a positive Eu anomaly from different stratigraphic complexes in the Northern Ladoga region

Компонент	Образец						
	ЛВ-1742	ЛВ-1946/4	ЛВ-1875/2	ЛВ-1948/1	ЛВ-1951	ЛВ-1703/1	ЛВ-1703/1
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	75.77	67.45	64.78	75.59	71.88	67.16	75.40
TiO ₂	<0.01	0.15	0.95	<0.01	0.02	0.27	0.12
Al ₂ O ₃	14.53	18.27	16.09	14.67	16.86	18.96	12.87
Fe ₂ O ₃	0.19	0.32	4.57	0.08	0.18	1.74	0.90
FeO	0.17	1.95	-	0.81	0.78	-	-
MnO	<0.01	0.06	0.05	0.02	0.02	0.02	0.01
MgO	0.10	0.62	1.64	0.07	0.15	0.60	0.39
CaO	1.25	4.71	3.25	2.31	2.13	2.76	0.72
K ₂ O	2.67	1.05	2.61	0.63	0.84	1.69	5.61
Na ₂ O	4.30	4.50	4.36	5.42	6.22	5.87	2.94
P ₂ O ₅	0.04	0.06	0.38	<0.01	0.04	0.11	0.02
П.п.п	0.78	0.48	0.96	0.26	0.68	0.66	0.55
Сумма	99.80	99.63	99.63	99.86	99.78	99.84	99.53
Li	7.3	21	21	7.0	12.3	15	7.5
Be	1.92	1.57	2.0	13.9	11.8	2.1	0.60
Sc	0.84	2.5	6.7	0.52	1.00	2.7	0.72
V	0.74	18	57	3.1	4.2	21	9.6
Cr	21	55	57	61	69	<8	<8
Co	0.58	4.6	9.5	1.08	1.33	2.3	2.4
Ni	5.3	9.3	9.5	6.9	2.7	2.2	3.4
Cu	16	28	30	21	32	21	41
Ga	9.3	18.4	22	26	25	22	14
Rb	44	40	62	25	34	39	96
Sr	246	608	900	91	279	460	457
Y	10.4	6.0	11	10.7	11.6	4.4	0.9
Zr	8.4	79	315	10.6	19.1	74	44
Nb	0.85	3.5	16	3.1	5.3	8.5	1.6
Mo	2.1	4.0	4.4	6.5	6.5	0.91	0.89
Sn	<0.7	0.7	0.9	<0.7	0.8	0.28	0.3
Sb	0.08	0.28	-	0.23	0.34	-	-
Cs	0.54	1.66	0.63	1.92	1.39	0.72	0.40
Ba	1151	348	1759	49	447	692	4482
La	3.8	12.1	54	3.2	3.2	22	12
Ce	5.9	21	104	5.7	6.4	40	22
Pr	0.69	2.5	11	0.57	0.81	4.1	2.1
Nd	2.4	8.5	40	1.94	3.5	14	6.5
Sm	0.55	1.38	6.0	0.62	1.16	2.1	1.1
Eu	1.00	0.71	2.1	0.31	0.50	0.95	1.5
Gd	0.79	1.15	4.0	0.75	1.62	1.5	0.49
Tb	0.17	0.16	0.46	0.16	0.33	0.19	0.047
Dy	1.32	0.97	2.4	1.22	2.2	0.90	0.22

Таблица 1.1. (продолжение)

Table 1.1. (continued)

Компонент	Образец						
	ЛВ-1742	ЛВ-1946/4	ЛВ-1875/2	ЛВ-1948/1	ЛВ-1951	ЛВ-1703/1	ЛВ-1703/1
	1	2	3	4	5	6	7
Ho	0.32	0.20	0.42	0.32	0.43	0.14	0.036
Er	1.06	0.56	1.1	1.19	1.17	0.33	0.097
Tm	0.17	0.08	0.14	0.23	0.18	0.042	0.016
Yb	1.10	0.55	0.9	1.77	1.17	0.24	0.13
Lu	0.16	0.09	0.14	0.30	0.16	0.038	0.031
Hf	0.31	1.76	6.7	0.52	0.89	1.6	1.5
W	0.23	0.62	0.14	0.47	0.52	0.22	0.04
Tl	0.21	0.16	0.34	0.14	0.24	0.23	0.46
Pb	40.92	17.01	10	29.72	66.64	13	28
Th	0.67	1.65	4.1	8.2	13.9	10.1	4.3
U	0.53	0.87	0.76	7.6	72	0.31	0.36
Ta	0.11	0.33	-	-	-	-	-
(La/Yb) _n	2.3	14.8	40	1.2	1.8	61	61
Eu/Eu*	4.8	1.7	1.2	1.4	1.1	1.6	5.4

Примечание. 1, 2 и 6 – в породах ладожской серии; 3, 7 – в породах сортавальской серии; 4, 5 – в пределах пород фундамента.

Note. 1, 2 and 6 – values determined within the rocks of the Ladoga series; 3, 7 – within the rocks of the Sortavala series; 4, 5 – within the basement rocks.

Таблица 1.2. Сравнительные данные жильных гранитоидов с положительной Eu-аномалией и вмещающих пород

Table 1.2. Data of comparison between the veined granitoids with a positive Eu anomaly and the host rocks

Компонент	П-97/2	П-97/3	П-99/1	П-99/2	П-915/2	П-915/1	П-922/2	П-922/1	П-926/1	П-926/2	П-927/2	П-927/3
	гранулит	жила	диорит	жила	сланец	жила	амфиб.	жила	амфиб.	жила	сланец	жила
SiO ₂	45.17	68.06	61.91	72.29	58.04	72.26	48.31	71.49	47.07	75.46	58.91	70.68
TiO ₂	1.89	0.26	0.47	0.02	1.02	0.05	1.38	0.08	2.05	0.05	0.86	0.14
Al ₂ O ₃	14.62	14.15	16.76	15.00	16.91	15.69	12.95	15.73	11.69	14.39	18.06	16.72
Fe ₂ O ₃	3.98	0.82	1.64	0.42	2.74	0.87	5.47	0.42	8.09	0.43	3.08	0.50
FeO	14.08	1.69	2.84	0.96	6.04	0.35	9.97	1.25	11.31	0.76	4.50	1.38
MnO	0.24	0.03	0.12	0.01	0.11	0.01	0.23	0.03	0.24	0.02	0.10	0.05
MgO	5.52	0.99	2.01	0.19	4.19	0.28	6.16	0.45	5.71	0.21	2.74	0.33
CaO	10.18	1.03	4.94	1.11	1.35	0.68	9.64	1.85	8.45	1.76	1.23	2.87
Na ₂ O	1.92	2.29	4.89	4.22	2.95	3.29	2.82	4.93	2.27	5.21	2.72	4.81
K ₂ O	0.27	9.19	2.32	5.08	3.84	5.57	0.77	2.85	0.82	1.47	5.13	1.44
P ₂ O ₅	0.20	0.21	0.24	0.00	0.08	0.07	0.17	0.04	0.19	0.01	0.11	0.03
П.п.п	1.88	0.93	1.62	0.34	2.69	0.68	1.87	0.57	1.75	0.10	2.34	0.67
Сумма	99.96	99.66	99.76	99.63	99.94	99.79	99.73	99.69	99.64	99.85	99.76	99.62
Li	13.0	16.7	16.6	4.4	74	19.5	23	25	16.1	5.1	49	13.4
Be	0.76	0.41	2.4	4.4	2.1	1.70	0.71	5.9	1.40	6.0	3.7	2.9
Sc	49	5.4	16.5	0.33	26	3.8	47	1.89	45	0.99	19.7	1.76
V	453	31	71	7.9	174	1.96	311	10.0	470	4.5	130	10.6
Cr	79	67	70	59	247	49	71	59	89	32	102	40
Co	62	3.0	12.2	1.42	31	0.95	54	3.0	52	1.36	24	2.7
Ni	71	10.5	19.9	7.4	111	6.3	65	12.9	55	5.8	61	7.9
Cu	131	11.9	9.4	8.6	90	9.0	92	13.0	104	10.7	75	19.8
Ga	21	15.5	25	17.6	25	13.3	16.8	20	22	24	27	18.0
Rb	1.33	162	73	72	189	93	10.6	80	36	60	194	45

Таблица 1.2. (продолжение)

Table 1.2. (continued)

Компонент	П-97/2	П-97/3	П-99/1	П-99/2	П-915/2	П-915/1	П-922/2	П-922/1	П-926/1	П-926/2	П-927/2	П-927/3
	гранулит	жила	диорит	жила	сланец	жила	амфиб.	жила	амфиб.	жила	сланец	жила
Sr	227	317	611	366	378	192	179	320	150	106	176	774
Y	27	12.6	25	1.40	29	12.3	25	2.4	38	5.9	24	10.8
Zr	98	27	104	53	163	17.8	102	43	137	36	209	132
Nb	8.5	2.5	4.9	0.66	12.7	3.6	12.2	8.8	8.1	3.6	14.9	10.8
Mo	1.68	5.6	3.1	4.6	3.5	5.2	1.82	7.8	1.25	4.6	1.99	4.2
Sn	0.64	0.80	3.0	0.64	2.6	1.76	0.98	1.58	1.27	0.55	2.7	0.88
Sb	0.082	0.101	0.073	0.087	0.044	0.060	0.068	0.12	0.091	0.095	0.34	0.27
Cs	0.042	0.83	0.67	0.23	13.9	1.57	0.12	1.82	0.59	1.01	8.0	1.42
Ba	37	2645	431	1812	542	1148	185	970	95	215	797	790
La	6.3	19.1	21	4.6	42	3.2	8.3	3.9	6.8	2.3	34	15.3
Ce	16.5	35	54	7.4	82	6.4	21	6.7	18.9	4.6	76	28
Pr	2.5	4.4	8.0	0.81	10.0	0.76	2.7	0.70	3.0	0.58	8.8	3.2
Nd	12.5	17.8	34	3.0	37	2.8	12.5	2.5	14.9	2.3	33	11.8
Sm	3.7	3.9	7.3	0.63	6.7	0.81	3.4	0.63	4.4	0.55	6.5	2.1
Eu	1.37	1.70	0.84	0.42	1.44	0.62	1.07	0.49	1.39	0.34	1.23	0.75
Gd	4.7	3.3	5.7	0.46	6.0	0.95	3.9	0.46	5.7	0.60	5.3	1.75
Tb	0.78	0.43	0.79	0.050	0.88	0.21	0.67	0.076	1.01	0.11	0.77	0.28
Dy	5.0	2.4	4.6	0.27	5.3	1.73	4.4	0.41	6.3	0.76	4.4	1.58
Ho	1.04	0.44	0.89	0.048	1.07	0.40	0.94	0.078	1.29	0.17	0.94	0.32
Er	3.0	1.18	2.5	0.13	3.1	1.29	2.7	0.20	3.7	0.60	2.5	0.92
Tm	0.43	0.16	0.34	0.02	0.44	0.22	0.40	0.028	0.57	0.11	0.36	0.14
Yb	2.8	0.94	2.1	0.15	2.8	1.57	2.7	0.17	3.7	0.74	2.5	0.98
Lu	0.42	0.14	0.29	0.03	0.44	0.23	0.43	0.026	0.57	0.11	0.39	0.16
Hf	2.3	0.62	2.3	1.91	4.1	0.61	2.3	1.18	3.4	1.38	4.9	3.3
W	0.10	0.21	0.17	0.25	0.44	2.0	0.18	0.33	0.14	0.15	1.91	0.37
Tl	0.022	1.53	0.45	0.39	1.21	0.40	0.075	0.41	0.30	0.33	0.90	0.17
Pb	1.26	27	11.0	12.2	24	26	4.1	14.3	8.0	24	18.1	20
Th	0.14	1.72	0.34	1.14	12.4	1.48	0.71	0.62	0.51	9.4	12.2	2.2
U	0.073	0.81	0.24	0.47	3.5	0.84	0.20	0.55	0.45	8.3	3.1	1.69
(La/Yb)N	1.5	13.7	6.7	21	10	1.4	2.1	15.6	1.2	2.1	9.4	10.2
Eu/Eu*	1	1.4	0.39	2.25	0.19	2.16	0.9	2.67	0.84	1.9	0.78	1.2

Таблица 1.3. Жильные граниты с отрицательной Eu-аномалией и вмещающие породы

Table 1.3. Veined granites with a negative Eu anomaly and host rocks

Компонент	917/1	917/4	918/1	918/2	П920/1	П920/2	921/1	921/2	ЛВ-1950	ЛВ-1948/2	ЛВ-1851
	амфиб.	жила	амфиб.	жила	сланец	жила	гранит	жила	жила	жила	жила
SiO ₂	46.24	74.71	46.45	74.85	62.04	82.96	71.33	73.80	76.07	73.92	70.21
TiO ₂	0.48	<0.01	0.90	<0.01	0.74	0.28	0.38	<0.01	0.01	0.05	0.43
Al ₂ O ₃	24.60	14.20	14.46	14.10	16.71	8.06	14.32	14.23	13.31	13.81	16.03
Fe ₂ O ₃	0.22	<0.01	2.66	<0.01	2.77	0.74	<0.01	0.23	0.36	0.03	3.12
FeO	4.87	1.35	10.79	2.00	4.03	1.96	2.64	0.71	0.84	1.21	0.24
MnO	0.14	<0.01	0.24	<0.01	0.06	0.03	0.05	<0.01	0.04	0.02	0.05
MgO	3.10	0.11	7.77	0.15	2.48	0.83	0.69	0.14	0.12	0.17	0.55
CaO	15.50	0.99	12.64	1.13	1.08	1.39	1.76	0.87	0.90	0.73	1.69
Na ₂ O	2.47	4.17	1.77	4.33	1.77	1.85	3.57	3.67	3.68	5.85	1.31
K ₂ O	0.78	4.44	0.36	3.71	4.23	0.95	4.38	6.23	4.29	3.71	5.66
P ₂ O ₅	0.04	<0.01	0.06	<0.01	0.15	0.04	0.11	0.06	0.01	0.09	0.11

Таблица 1.3. (продолжение)

Table 1.3. (continued)

Компонент	917/1	917/4	918/1	918/2	П-920/1	П-920/2	921/1	921/2	ЛВ-1950	ЛВ-1948/2	ЛВ-1851
	амфиб.	жила	амфиб.	жила	сланец	жила	гранит	жила	жила	жила	жила
П.п.п	1.18	0.14	0.56	0.22	3.67	0.54	0.41	0.18	0.2	0.18	0.72
Сумма	99.62	100.4	99.66	99.87	99.73	99.62	98.75	99.67	99.83	99.76	99.87
Li	51	4.9	17.8	16.7	48	12.2	73	6.7	9.3	6.7	44
Be	0.17	1.52	0.09	4.9	3.3	2.5	2.0	4.6	6.9	4.8	6.0
Sc	14.6	0.63	23	0.70	17.8	5.8	4.1	0.44	2.3	1.45	6.0
V	146	0.82	319	1.72	107	31	23	1.75	1.89	4.5	28
Cr	76	48	202	79	118	102	49	32	87	76	54
Co	16.8	0.77	55	1.17	18.3	5.4	4.0	0.72	1.03	1.34	4.5
Ni	40	5.7	158	9.1	46	22	6.2	<5	6.4	7.2	4.2
Cu	17.9	10.7	74	14.9	46	21	8.8	16.3	31	20	13
Ga	15.9	15.6	16.8	13.6	24	9.5	19.0	11.8	18.1	19.8	28
Rb	14.7	111	19.7	138	179	52	89	120	233	242	137
Sr	174	32	138	32	97	125	345	166	16.2	59	168
Y	7.6	3.0	15.4	3.6	32	15.1	11.2	4.1	21	15.6	20
Zr	26	47	41	33	224	157	173	87	22	16.9	209
Nb	1.70	10.4	2.0	8.8	13.4	5.1	16.6	3.6	7.1	13.2	22
Mo	0.72	4.2	0.97	5.7	4.6	13.3	4.3	2.5	7.1	10.0	8.5
Sn	0.71	2.2	0.67	2.6	3.0	0.89	3.2	2.5	3.8	1.3	2.1
Sb	1.71	0.10	0.07	0.26	0.050	0.14	0.13	0.21	0.24	0.20	-
Cs	1.93	0.32	4.4	9.3	6.1	1.88	3.2	3.4	12.8	6.0	3.5
Ba	447	36	42	39	572	117	1314	571	42	324	315
La	1.23	4.4	1.82	8.7	48	35	35	13.9	5.4	3.7	36
Ce	2.7	8.7	4.9	15.9	94	69	62	23	10.2	8.7	64
Pr	0.49	0.78	0.85	1.58	11.1	7.5	6.5	2.3	1.16	1.09	6.7
Nd	2.5	3.2	4.6	6.1	40	27	24	7.1	4.0	4.8	24
Sm	0.85	0.93	1.64	1.40	7.2	4.3	4.1	1.49	1.32	1.78	4.2
Eu	0.44	0.18	0.60	0.24	1.28	1.13	1.07	0.44	0.11	0.25	0.53
Gd	1.20	0.69	2.4	1.20	6.1	3.5	3.45	1.05	1.77	2.2	3.2
Tb	0.21	0.10	0.44	0.15	0.90	0.54	0.42	0.15	0.40	0.40	0.49
Dy	1.33	0.55	3.0	0.71	5.7	2.7	2.1	0.78	3.1	2.6	3.0
Ho	0.30	0.12	0.65	0.13	1.13	0.52	0.36	0.14	0.71	0.53	0.58
Er	0.80	0.32	1.80	0.33	3.3	1.39	0.98	0.41	2.3	1.61	1.7
Tm	0.12	0.053	0.27	0.050	0.49	0.20	0.15	0.06	0.39	0.27	0.29
Yb	0.92	0.38	2.1	0.42	3.2	1.29	0.95	0.48	2.7	1.73	2.0
Lu	0.12	0.054	0.26	0.056	0.49	0.19	0.16	0.07	0.39	0.24	0.30
Hf	0.69	2.2	1.13	1.75	5.5	3.8	4.2	3.6	1.12	0.88	4.9
W	0.22	0.095	0.055	0.28	1.99	0.62	0.21	0.18	0.67	0.35	0.48
Tl	0.14	0.65	0.091	0.94	0.92	0.24	0.68	0.65	1.36	1.38	0.76
Pb	3.5	48	1.08	36	24	21	19.7	21	36.41	35.14	18
Th	0.41	6.7	0.064	11.3	12.9	6.2	5.8	2.4	9.6	8.4	12
U	0.28	1.75	0.082	2.6	4.4	1.77	2.1	4.0	2.6	5.1	3.1
(La/Yb)N	0.88	7.6	0.58	14	9.8	18	25	19	1.4	1.4	12
Eu/Eu*	1.4	0.6	0.9	0.6	0.59	0.88	0.8	0.95	0.2	0.4	0.42

Таблица 1.4. Химический состав пород куполовидных выступов фундамента Северного Приладожья и продуктов их преобразований**Table 1.4.** Chemical composition of the dome-shaped basement protrusions in the Northern Ladoga region and products of their transformations

Компонент	913/1	914/2	916/1	916/2	916/3	916/4
	1	2	3	5	6	4
SiO ₂	74.21	78.77	67.65	72.08	74.88	76.35
TiO ₂	0.09	0.10	0.45	0.09	<0.01	<0.01
Al ₂ O ₃	13.05	11.08	15.36	15.50	14.14	13.48
Fe ₂ O ₃	0.14	0.09	0.05	0.06	<0.01	<0.01
FeO	0.60	2.14	3.69	1.42	1.82	1.21
MnO	<0.01	<0.01	0.09	<0.01	0.10	<0.01
MgO	0.17	1.45	1.47	0.22	0.11	0.11
CaO	0.49	2.30	2.75	1.44	0.71	0.69
Na ₂ O	2.51	3.28	4.06	4.87	4.04	4.06
K ₂ O	8.27	0.80	1.58	3.29	4.39	4.05
P ₂ O ₅	0.11	0.04	0.12	<0.01	<0.01	<0.01
П.п.п	0.20	<0.1	2.23	0.72	0.14	0.18
Сумма	99.67	99.87	99.69	99.89	99.87	99.95
Li	3.0	19.6	156	39	28	33
Be	0.26	2.2	3.9	3.4	3.1	1.71
Sc	0.72	2.4	10.7	1.34	1.55	0.13
V	0.50	34	64	4.4	1.40	1.16
Cr	113	55	52	76	95	38
Co	1.13	5.1	11.5	1.78	0.98	0.73
Ni	36	12.5	16.4	<5	7.4	5.1
Cu	14.5	14.9	11.5	22	39	7.6
Ga	12.1	12.3	24	20	16.8	12.4
Rb	112	41	144	104	163	115
Sr	105	184	175	128	31	116
Y	4.5	4.3	14.3	2.9	17.7	0.65
Zr	52	81	94	79	85	18.9
Nb	3.0	2.6	6.3	14.9	1.89	1.13
Mo	3.3	4.1	4.2	9.0	11.1	2.2
Sn	0.34	0.82	2.7	4.0	1.85	1.13
Sb	0.06	0.15	0.11	0.12	0.17	0.07
Cs	0.39	1.22	5.6	1.80	6.2	1.15
Ba	244	87	98	327	51	421
La	7.8	11.9	14.4	11.4	11.6	1.62
Ce	15.6	20	33	16.9	23	2.9
Pr	1.83	2.1	3.5	2.0	2.5	0.24
Nd	6.9	7.6	12.6	6.4	11.6	0.94
Sm	1.42	1.34	2.8	1.21	3.3	0.20
Eu	0.30	0.34	0.73	0.38	0.17	0.19
Gd	1.22	1.18	2.3	0.76	3.1	0.16
Tb	0.17	0.15	0.35	0.089	0.56	0.014
Dy	0.91	0.77	1.99	0.50	3.2	0.07
Ho	0.16	0.14	0.40	0.090	0.67	<0.015
Er	0.38	0.37	1.13	0.24	2.1	0.04
Tm	0.049	0.053	0.16	0.032	0.33	<0.004
Yb	0.28	0.45	1.06	0.24	2.2	0.05

Таблица 1.4. (продолжение)**Table 1.4.** (continued)

Компонент	913/1	914/2	916/1	916/2	916/3	916/4
	1	2	3	5	6	4
Lu	0.040	0.054	0.15	0.032	0.31	0.008
Hf	1.59	2.5	2.5	2.3	5.2	0.51
W	0.18	0.17	0.14	0.16	0.17	0.082
Tl	0.57	0.20	1.15	0.72	1.20	0.84
Pb	48	5.8	9.4	25	61	19.6
Th	3.4	7.0	5.7	12.4	22.97	3.1
U	2.1	1.11	3.9	2.1	7.2	1.37
Eu/Eu*	0.7	0.8	0.86	1.25	0.2	3
(La/Yb) _n	18	18	9.2	32	3.5	25