

Геохимия вторичных кварцитов и проблема литиевого обогащения ассоциируемых с ними пород о-ва Б. Тютерс (Финский залив, Россия)

Е. Н. Терехов^{1,2}, А. Б. Макеев³, О. И. Окина¹, М. А. Матвеев², А. С. Новикова¹

¹Геологический институт РАН, 119017, г. Москва, Пыжевский пер., 7, e-mail: terekhoff.zhenya@yandex.ru

²Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, 123242, г. Москва, ул. Б. Грузинская, 10

³Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, 119017, г. Москва, Старомонетный пер., 35

Поступила в редакцию 09.12.2024 г., принята к печати 21.01.2025 г.

Объект исследования. Изучены особенности распределения малых, в том числе и редкоземельных, элементов во вторичных кварцитах и ассоциирующих с ними породах о-ва Б. Тютерс. Рассмотрены собственно вторичные кварциты, кварцевые жилы в них и разнообразные железоглиноземистые метасоматиты – потенциальные источники полезных ископаемых. **Материалы и методы.** Изучение состава минералов и структуры вторичных кварцитов проводилось на сканирующем электронном микроскопе JSM-5610LV в ИГЕМ РАН. Исследование U-Pb изотопной системы зерен циркона из двух проб вторичных кварцитов выполнены в ЦКП ЛХАИ ГИН РАН с помощью масс-спектрометра “Элемент-2”. Редкие элементы определялись методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС). **Результаты.** Показано, что при формировании вторичных кварцитов происходит вынос не только макрокомпонентов, но и избирательный вынос большинства микроэлементов, часть из которых могла концентрироваться в железоглиноземистых метасоматитах. Распределение редкоземельных элементов в этих породах относительно единообразно: $(La/Yb)_n = 5–14$, $Eu/Eu^* = 0.3–0.6$, а сумма REE в железоглиноземистых метасоматитах на порядок больше, чем в кварцитах. Особенно интересно поведение лития, концентрации которого достигают 420 г/т в железоглиноземистых метасоматитах. **Выводы.** Полученные результаты позволяют говорить о принципиально новом типе литиевого обогащения, связанного с геохимически малоизученной формацией вторичных кварцитов. Только хром и особенно молибден и медь имеют повышенные концентрации в изученных кварцитах, что может косвенно свидетельствовать о геодинамической обстановке формирования комплекса пород на о-ве Б. Тютерс, напоминающей современную островодужную ситуацию или постскладчатый орогенез, в которых сконцентрированы основные запасы лития солары (соленые озера) или редкометалльные пегматиты и медно-молибденовые месторождения.

Ключевые слова: вторичные кварциты, железоглиноземистые метасоматиты, редкоземельные элементы, литий, молибден, медь, островная дуга

Источник финансирования

Исследования выполнены в рамках тем НИР госзадания ГИН РАН, ИФЗ РАН и ИГЕМ РАН

Geochemistry of secondary quartzites and the problem of lithium enrichment of associated rocks in the Bolshoy Tyuters island (Gulf of Finland, Russia)

Evgenii N. Terekhov^{1,2}, Aleksandr B. Makeyev³, Olga I. Okina¹, Maksim A. Matveev², Anastasiya S. Novikova¹

¹Geological Institute, RAS, 7/1 Pyzhevsky lane, Moscow 119017, Russia, e-mail:terekhoff.zhenya@yandex.ru

²O.Yu. Schmidt Institute of Physics, RAS, 10 B. Gruzinskaya st., Moscow 123242, Russia

³Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, RAS, 35 Staromonetny lane, Moscow 119017, Russia

Received 09.12.2024, accepted 21.01.2025

Research subject. We study the specific features of distribution of minor and rare-earth elements in secondary quartzites and associated rocks of the Bolshoy Tyuters island. Secondary quartzites, quartz veins therein, and various iron-alumina

Для цитирования: Терехов Е.Н., Макеев А.Б., Окина О.И., Матвеев М.А., Новикова А.С. (2025) Геохимия вторичных кварцитов и проблема литиевого обогащения ассоциируемых с ними пород о-ва Б. Тютерс (Финский залив, Россия). *Литосфера*, 25(5), 1120–1141. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-5-1120-1141>. EDN: HNXQPW

For citation: Terekhov E.N., Makeyev A.B., Okina O.I., Matveev M.A., Novikova A.S. (2025) Geochemistry of secondary quartzites and the problem of lithium enrichment of associated rocks in the Bolshoy Tyuters island (Gulf of Finland, Russia). *Lithosphere (Russia)*, 25(5), 1120–1141. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-5-1120-1141>. EDN: HNXQPW

metasomatites – potential sources of minerals – are considered. *Materials and methods.* The mineral composition and structure of secondary quartzites were examined using a JSM-5610LV scanning electron microscope. The U-Pb isotope system of zircon grains from two samples of secondary quartzites was studied in the Center of Collective Use, Laboratory of Chemical and Analytical Studies, Geological Institute of RAS, using an Element-2 mass spectrometer. Rare elements were determined by inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS). *Results.* The formation of secondary quartzites was shown to be accompanied by removal of not only macrocomponents but also selective removal of most trace elements, some of which could be concentrated in iron-alumina metasomatites. The distribution of rare earth elements in these rocks shows a relatively uniform pattern: $(La/Yb)_n = 5-14$, $Eu/Eu^* = 0.3-0.6$, with the sum of REE in iron-alumina metasomatites being an order of magnitude greater than in quartzites. The behavior of lithium is of particular interest, the concentrations of which reach 420 ppm in iron-magnesian metasomatites. *Conclusions.* The results obtained indicate a fundamentally new type of lithium enrichment associated with the geochemically poorly studied secondary quartzite formation. Only chromium and, in particular, molybdenum and copper exhibit elevated concentrations in the studied quartzites, which may indirectly testify to the geodynamic setting of rock complex formation on the Bolshoy Tyuters island. This resembles the modern island-arc situation or post-folding orogeny, in which the main lithium reserves are concentrated in solars (salt lakes) or rare-metal pegmatites and copper-molybdenum deposits.

Keywords: secondary quartzites, iron-alumina metasomatites, rare-earth elements, lithium, molybdenum, copper, island arc

Funding information

The research was carried out within the framework of the research topics of the state order of GIN RAS, IFZ RAS, and IGEM RAS

ВВЕДЕНИЕ

Понятие “вторичные кварциты” для обозначения высококремнистых и ассоциирующих с ними высокоглиноземистых метасоматитов, образованных при эксгальационной деятельности вулканов, извергающих кислые и средние по составу лавы, закрепилось в литературе под влиянием отечественных геологов, в основном благодаря работам Н.И. Наковник (1968) и в значительной мере на примере Центрального Казахстана. Считается, что вторичные кварциты встречаются в островных вулканических дугах и окраинно-континентальных вулканических поясах фанерозойского времени (Мишин, Бердников, 2010). Сходные по составу докембрийские образования, как правило, рассматриваются как кварцевые метасоматиты, без отделения их от кварцсодержащих пород гранулитовой и высокотемпературной амфиболитовой фации метаморфизма. В наших работах, посвященных кварцитам о-ва Б. Тютерс (Лютюев и др., 2016а; Терехов и др., 2017), мы использовали этот термин и по отношению к докембрийским комплексам, а в настоящей работе мы обращаем внимание на геохимические особенности этих образований, ранее незаслуженно недостаточно охарактеризованные в работах, посвященных этим породам.

Как показывают современные исследования, типичные проявления вторичных кварцитов слабают близповерхностные пластовые, плащеобразные тела мощностью от первых до сотен метров. По определению Н.И. Наковник (1968), вторичные кварциты являются продуктом приповерхностной трансформации вулканогенных, терригенных и даже карбонатных пород (месторождение Юзик, Кузнецкий Алатау) газовыми и газовой-жидкими флюидами кислых субвулканических экстрезий и интрузий щелочного ряда. Это осветленные окварцованные или опализированные (в молодых системах) породы, состоящие из кварца, халцедона, опала с различными типами рудной минерализации, в том числе и золота (Черкасов, 2016).

В классических примерах вторичных кварцитов, в структуре их залежей выделяется пластовая часть, образование которой контролировалось зеркалом грунтовых вод. Кровля залежей имеет выдержанное пологое залегание, а подошва залежей менее выдержана и иногда испытывает погружения, образуя карманы и килевидные углубления, маркирующие местоположение эндогенной питающей системы. В пластовых частях залежей вторичных кварцитов выделяются их головная и хвостовая зоны. Корневые зоны трещинного типа располагаются гипсометрически ниже подошвы пласто-

вой части и занимают незначительный объем в общей структуре кварцитов, но они важны с практической точки зрения, так как к ним часто приурочена рудная минерализация. Собственно вторичные кварциты, за редким исключением, безрудные, хотя они весьма перспективны на высокочистое кварцевое сырье (Лютеев и др., 2016б) и служат индикаторами рудной минерализации на глубине, которая контролируется корневыми структурами трещинного типа (Мишин, Бердников, 2010). Вторичным кварцитам свойственны два комплекса индикаторных минералов: а) пороодообразующие и рудные – кварц, халцедон, опал, рутил, сульфиды или оксиды железа, алунит, ярозит, серицит, самородная сера; б) высокоглиноземистые минералы – диоксит, пиррофиллит, диаспор, андалузит, корунд (Рябова и др., 2012).

Температуры образования минеральных ассоциаций вторичных кварцитов, по данным гомогенизации флюидных включений из различных месторождений, находятся в пределах 100–450°C (Мишин, Бердников, 2010). Ранее для вторичных кварцитов о-ва Б. Тютерс получены значения температуры их формирования, равные 350–400°C (Терехов и др., 2017), т. е. они относятся к высокотемпературному типу. В высокотемпературных массивах вторичных кварцитов широко развиты диаспор, корунд и андалузит (Наковник, 1968). И только последний встречен на о-ве Б. Тютерс в пробе БТ12/3, зато широко развит силлиманит – также высокоглиноземистый минерал, но типичный для высокой фации метаморфизма.

Все типы вторичных кварцитов, независимо от их минералогического состава, судя по условиям залегания и термобарогеохимическим данным, образуются в близповерхностной обстановке при давлении около 100 бар (Мишин, Бердников, 2010), что находится в явном противоречии с наличием “высокобарических” минералов: корунда, диаспора, андалузита и силлиманита в нашем случае. Вертикальная зональность в пластовых залежах и горизонтальная в килевидных структурах однотипны и характеризуются сменой от центра к периферии монокварцевых пород высокоглиноземистыми метасоматитами (алунит, диаспор, андалузит, корунд). В нижних частях залежи вторичных кварцитов сильно пиритизированы. Вверх содержание пирита снижается до полного исчезновения, и на верхних уровнях залежей кварцитов он замещается гематитом. Как и в других местах, на о-ве Б. Тютерс отмечается наложение железоглиноземистых метасоматитов на вторичные кварциты, что может указывать на две волны метасоматических флюидов с разным окислительно-восстановительным потенциалом, которые и контролировали накопление тех или иных элементов. Железоглиноземистые метасоматиты, слагающие донные и килевые части залежей вторичных квар-

цитов, являются концентратами таких элементов, как медь, молибден, золото, которые в ряде случаев образуют промышленные запасы. В нашем случае в подобных метасоматитах отмечаются повышенные концентрации лития, и аналогов подобного явления мы не нашли в литературе.

Крупнейшие концентрации лития в земной коре приурочены к редкометалльным пегматитам и рапам соленых озер, которые имеют четкую геодинамическую привязку к орогенным и окраинно-континентальным поясам, и в обоих случаях именно флюиды контролировали транспортировку и накопление лития (Романюк, Ткачев 2010; Морозова, 2018).

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Петрогенные элементы определялись в ходе рентгенофлуоресцентного анализа в химико-аналитической лаборатории ГИН РАН с использованием спектрометра S4 PIONEER (Bruker, Германия). При этом определение двух- и трехвалентного железа осуществлялось дополнительным исследованием – титрометрическим бихроматным методом. Редкие элементы определялись методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС) с использованием масс-спектрометра “Элемент-2” (Thermo Fisher Scientific of GmbH, Германия). Для контроля правильности результатов проводился анализ стандартных образцов сланца SBC-1 (USGS, США) и гранат-биотитового плагиогнейса ГБПг-1 (Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск, Россия) и контрольного образца риолита ORPT-1 (IAG, Великобритания). Полученные концентрации отличались от аттестованных содержаний не более чем на 10–15 отн. %. Более подробно эта методика определения описана в работе (Okina et al., 2016). Образцы с аномально высокими концентрациями лития (выше 100 г/т) анализировались несколько раз из независимых навесок, в том числе путем перекрестного “слепого” шифрования. Расхождение результатов анализа, полученных для одной и той же пробы, составляют в основном 5–20 отн. % и не превышают допустимых нормативов в соответствии с ОСТ 41-08-212-04.

При построении графиков распределения REE использовано нормирование по хондриту (Nakamura, 1974), а европиевая аномалия рассчитана по формуле $Eu/Eu^* = Eu_n : [(Sm_n \cdot Gd_n)]^{1/2}$ (Тейлор, Мак-Леннан, 1988).

Изучение U-Pb изотопной системы зерен циркона из двух проб (ГТ21/5 и ГТ22/2) вторичных кварцитов выполнено в ЦКП ЛХАИ ГИН РАН с помощью масс-спектрометра “Элемент2” (Thermo Fisher Scientific of GmbH, Германия) и блока лазерной абляции NWR-213 (ESA, США). Калибровка всех изотопных измерений проведена по внешнему цирконовому стандарту GJ-1 (Jackson et al., 2004; Elhlou et al., 2006). Качество всех выполнен-

ных анализов оценено путем последовательного измерения неизвестных образцов (зерен циркона) и контрольных стандартов циркона 91500 (Wienedbeck et al., 2004) и Plesovice (Sláma et al., 2008). Первичная обработка результатов U-Pb изотопных анализов произведена с помощью коммерческой программы “GLITTER” (Griffin et al., 2008), приобретенной ГИН РАН, а методика и рабочие параметры аппаратуры приведены в работе (Кузнецов и др., 2021). Детальное описание зерен циркона проб ГТ21/5 и ГТ22/2, их фотографии с точками анализа и таблицы измерений представлены в работе (Терехов и др., 2024). Изучены цирконы из двух проб кварцитов. Проведены U-Pb анализы для зерен циркона: в пр. ГТ21/5 изучено 27 зерен, выполнено 30 анализов, получена 41 датировка, в пр. ГТ22/2 – соответственно 85 зерен, 94 анализа, 73 датировки.

Минеральный состав метасоматитов о-ва Б. Тютерс установлен при изучении петрографических шлифов (оптический микроскоп Олимпус) и исследования четырех их полированных препаратов под электронным микроскопом (ЭМ) с энергодисперсионной приставкой (JSM-5610lv) в ИГЕМ РАН.

Определен их видовой состав, изучен химический состав породообразующих и акцессорных минералов (по более чем 100 точкам анализа). Взаимоотношение минералов установлено по представительным ЭМ-изображениям.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Впервые наличие кварцевых пород на о-ве Б. Тютерс установлено и доложено в отчете Российского географического общества (РГО) в 1869 г. гидрогеологом (широкого профиля) П.А. Кропоткиным, будущим лидером российских анархистов (архив РГО). В наше время один из авторов этой статьи, Е.Н. Терехов, уже в составе экспедиции РГО “Гогланд” побывал на этом острове и собрал обширную коллекцию кварцитов и ассоциируемых с ними железоглиноземистых метасоматитов и рвущих их гранитов. Лабораторные исследования кварцитов позволяют рассматривать эти образования как вторичные кварциты (Лютеев и др., 2016а; Терехов и др., 2017).

Остров Б. Тютерс пространственно приурочен к свекофеннской складчатой области Балтийского щита (рис. 1, 2), которая отличается от его вос-

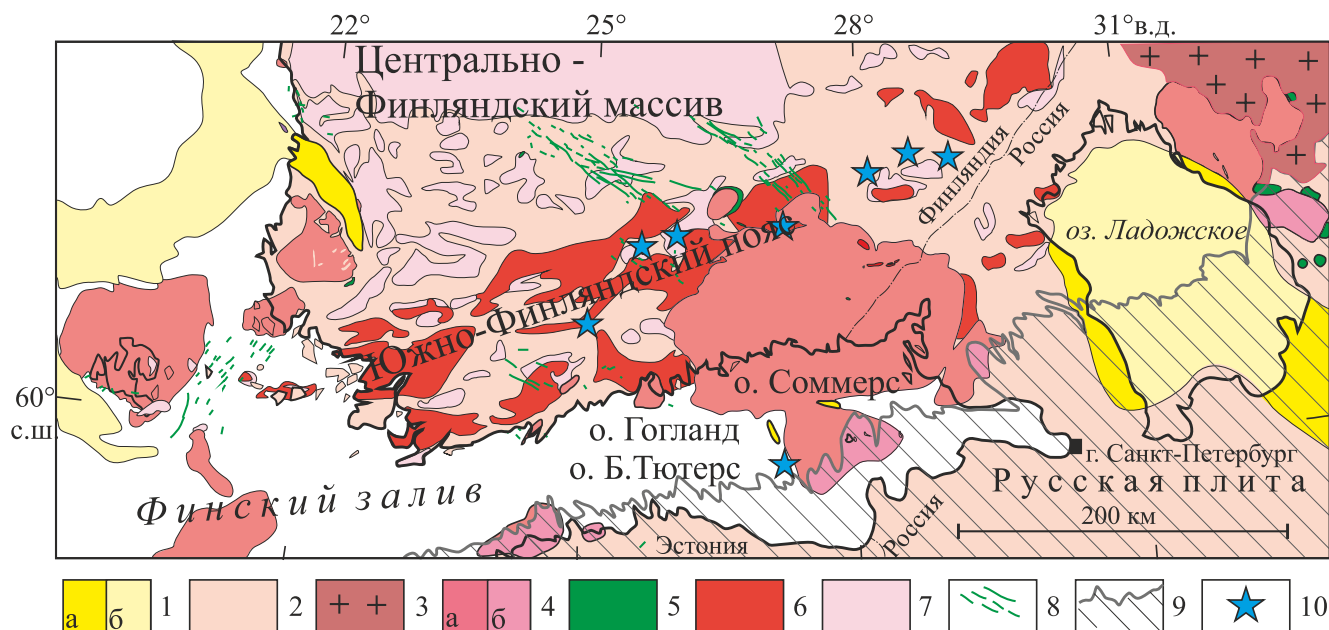


Рис. 1. Геологическое положение проявления вторичных кварцитов о-ва Б. Тютерс.

1 – рифейские отложения: а – на суше, б – в акватории; 2 – свекофенниды; 3 – архейский фундамент; 4 – граниты рапакиви (а), то же под вендским чехлом (б); 5 – габбро-анортозиты; 6, 7 – граниты: 6 – позднескладчатые (1.85–1.81 млрд лет) (высококалиевые) свекофенские граниты, 7 – раннескладчатые (1.89–1.81 млрд лет) свекофенские граниты; 8 – дайковые рои; 9 – отложения чехла Восточно-Европейской платформы и подошва вендских отложений; 10 – проявления кварцитов по данным (Lahtinen, Nironen, 2010), в том числе и на о-ве Б. Тютерс.

Fig. 1. Geological location of the secondary quartzite occurrence on B. Tyuthers Island.

1 – Riphean sediments: a – on land, b – in the water area; 2 – Svecofennides; 3 – Archean basement; 4 – Rapakivi granites (a), also under the Vendian cover (b); 5 – gabbro-anorthosites; 6, 7 – granites: 6 – late folded (1.85–1.81 Ga.) (high potassium) Svecofenn granites, 7 – early folded (1.89–1.81 Ga) granites; 8 – dike swarms; 9 – East European platform cover and the basement of Vendian sediments; 10 – quartzite occurrences according to (Lahtinen, Nironen, 2010), including those on B. Tyuthers Island.

точной части более молодым возрастом и более краткой тектономагматической историей (2.1–1.75 млрд лет) по сравнению с Карело-Кольской провинцией (3.3–1.75 млрд лет). В структурном плане о-в Б. Тютерс расположен в пределах Южно-Финляндского складчатого пояса, который большинством исследователей, особенно финских, рассматривается как палеоостроводужная система (Nironen et al., 2006), хотя существуют и другие мнения, что это подвижный гранулитовый пояс типа Лапландского (Минц, 2018).

Вторичные кварциты занимают всю западную часть о-ва Б. Тютерс, а восточная перекрыта четвертичными наносами. Никаких пород под кварцитами не обнаружено. С учетом высот рельефа (10–30 м) можно предположить, что мощность кварцитов не меньше 30 м. Восточнее о-ва Б. Тю-

терс, судя по геофизическим данным, расположено подводное продолжение Выборгского массива гранитов рапакиви (1.65–1.62 млрд лет). В 15 км к северу от о-ва Б. Тютерс расположен о-в Гогланд, его западная часть сложена породами свекофеннской формации, а вдоль восточного берега обнажаются кислые эффузивы – комагматы гранитов рапакиви раннерифейского возраста (1.65–1.62 млрд лет) (Терехов и др., 2023).

Собственно кварциты представлены двумя типами пород с постепенным переходом. Одни кварциты имеют на старом сколе следы структур исходных пород: слоистость или мигматитовую полосчатость, другие, как правило с ячеистой или “ноздреватой” поверхностью, не имеют подобных структур (рис. 3а, б). В состав толщи вторичных кварцитов входят многочисленные маломощ-

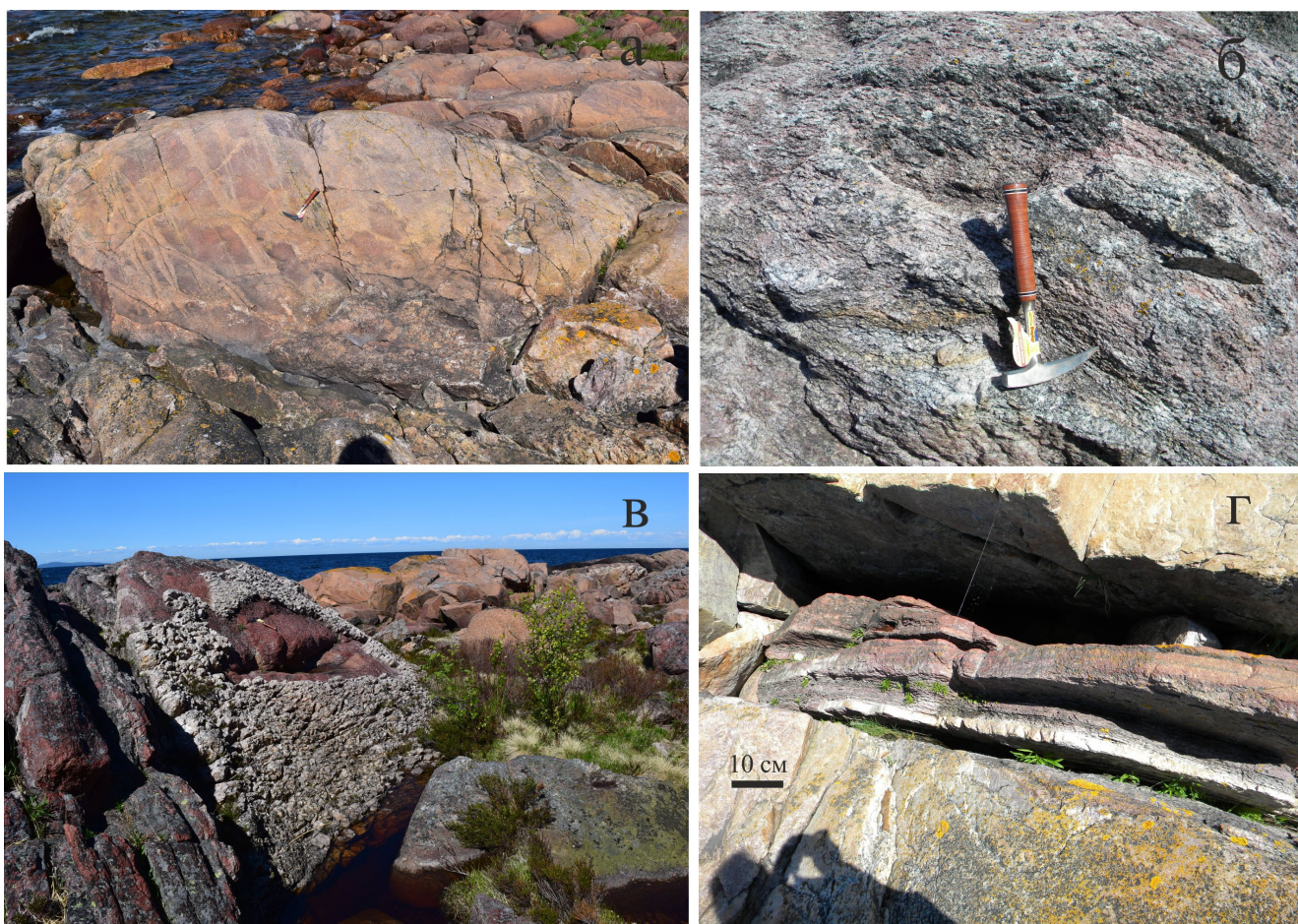


Рис. 3. Вторичные кварциты.

а – массивные, с реликтами структур исходных пород; б – ячеистые разновидности; в – кварцевая жила (пр. ГТ 22/3) среди массивных кварцитов (проба ГТ 22/2); г – железоглиноземистый метасоматит (пр. БТТ 26/1).

Fig. 3. Secondary quartzites.

а – massive, with relics of source rock structures; б – cellular varieties; в – quartz vein (sample GT 22/3) among massive quartzites (sample GT 22/2); г – iron-alumina metasomatite (sample BTT 26/1).

ные (10–20 см) жилы, сложенные сливным кварцем и разбитые по ортогональной системе трещин (рис. 3в). Подобные кварцевые жилы весьма распространены среди классических проявлений вторичных кварцитов и являются типоморфным признаком этих образований (Наковник, 1968). Вероятно, они свидетельствуют не только о перераспределении кремнезема в кварцитовой толще, но и о существовании флюидного потока с высоким содержанием кремнезема.

Другой особенностью типичных проявлений вторичных кварцитов является наличие высокоглиноземистых пород, также широко развитых и на о-ве Б. Тютерс. Эти образования выполняют линейные секущие зоны, наложенные на массивные вторичные кварциты. Они сложены более мелкозернистыми, по сравнению с кварцитами, породами, имеют бурую окраску. В них отмечается полосчатость, параллельная контактам этих зон (рис. 3г). В СЗ части острова эти зоны имеют СЗ или СВ простирание, а в южной – субширотное, как и у даек гранитного состава. Эти зоны хорошо дешифрируются на космических снимках, а их мощность меняется от первых сантиметров до десятков метров. В ряде работ подобные высокоглиноземистые породы рассматриваются как своеобразные “килевые” зоны, которые имеют все признаки подводящих каналов (Мишин, Бердников, 2010).

На о-ве Б. Тютерс все перечисленные породы секутся немногочисленными жилами гранитов, простирающихся в СЗ и широтном направлениях, и одним массивом гранитов, содержащих ксенолиты вторичных кварцитов (см. рис. 2) (Скублов и др., 2024).

ВОЗРАСТ ВТОРИЧНЫХ КВАРЦИТОВ о-ва Б. ТЮТЕРС

В предыдущих работах, посвященных вторичным кварцитам о-ва Б. Тютерс (Терехов и др., 2017; Щербакова, Терехов, 2019), мы предполагали, что их образование связано с экзгальционной деятельностью вулканов, продукты извержения которых расположены на соседних островах Гогланд и Соммерс (Терехов и др., 2023). Эти вулканы могли являться комагматами гранитов рапакиви Выборгского массива (1.65–1.62 млрд лет). С получением U-Pb возраста циркона, равного 1825 ± 12 млн лет (Скублов и др., 2024), из гранитов, рвущих вторичные кварциты, стало ясно, что процесс формирования вторичных кварцитов является более древним. В одной из гранитных даек в СЗ части острова (т. 31) встречен ксенолит, сложенный биотитовым сланцем, который по внешнему виду и химическому составу сходен с типичными образцами свекофеннского комплекса, ближайшие выходы которых расположены вдоль западного берега о-ва Гогланд (см. рис. 1).

Гистограммы (количество точек) и кривая плотности вероятности (КПВ) по результатам исследований представлены на рис. 4, они показали спектр возрастов от 1.8 до 2.2 млрд лет, кроме того, выявлена небольшая мода с максимумом в районе 3.0 млрд лет в пр. ГТ21/5, для которой можно предположить, что протолитом для данного кварцита могли быть свекофеннские сланцы, в которых редко, но встречаются древние ксеногенные цирконы (Мыскова и др., 2012). Проба ГТ22/2 (см. рис. 4б) характеризуется одним пиком возрастного распределения циркона – 1.89–1.9 млрд лет. С учетом повышенного содержания в этой пробе K_2O и Ва можно предположить, что протолитом этой разности кварцита могли быть свекофеннские гранитоиды, большая часть которых образовалась в интервале 1.9–1.8 млрд лет (Nironen et al., 2006). Отметим, что возраст ≈ 1.83 млрд лет продублирован двумя пробами и соответствует яркому пику 1832 млн лет на КПВ для пр. ГТ-21-5, поддержанному девятью датировками. В пр. ГТ-22/2 близкий возраст – 1833 млн лет – получен только еще в одной датировке из 73 по этой пробе. Такая малая доля не позволяет интерпретировать рубеж 1.83 млрд лет назад как возраст регионального события на о-ве Б. Тютерс, которое воздействовало на всю изученную толщу, хотя указанные кварциты и секутся небольшими телами гранитов с датировками 1825 ± 11 млн лет (Скублов и др., 2024). При этом в пр. ГТ21/5 таких зерен больше, чем в пр. ГТ-22/2, возможно, это связано с различной природой протолита вторичного кварцита (сланец и гранит) и, соответственно, разной “чувствительностью” исходных цирконов, но может быть и другая причина. Так пр. ГТ 21/5 отобрана вблизи даек гранитного состава (см. рис. 2), тогда как пр. ГТ 22/2 – на некотором удалении. В этой связи отметим, что в работе (Морозов и др., 2022а) сообщается об эпизоде деформаций в свекофеннидах Приладожья около рубежа 1.83 млрд лет назад, который в той или иной степени проявился и в Южно-Финляндском складчатом поясе (Sag-nard et al., 2007), на площади которого и расположен о-в Б. Тютерс.

Таким образом, вторичные кварциты о-ва Б. Тютерс образовались в интервале 1.89–1.83 млрд лет назад. В этот период в пределах Южно-Финляндского пояса интенсивно проявился магматизм преимущественно кислого, высококалиевого состава. Ксенолиты, сложенные вторичными кварцитами в гранитных дайках и в массиве, могут косвенно указывать на временной интервал между формированием этих пород. Вся совокупность пород, обнажающихся на о-ве Б. Тютерс, а именно кварциты и железоглиноземистые метасоматиты, судя по личным наблюдениям и анализу литературы, не имеет аналогов на территории Балтийского щита. Возможно, к этому типу можно отнести разрезы кварцитов в пределах Южно-Финляндского пояса

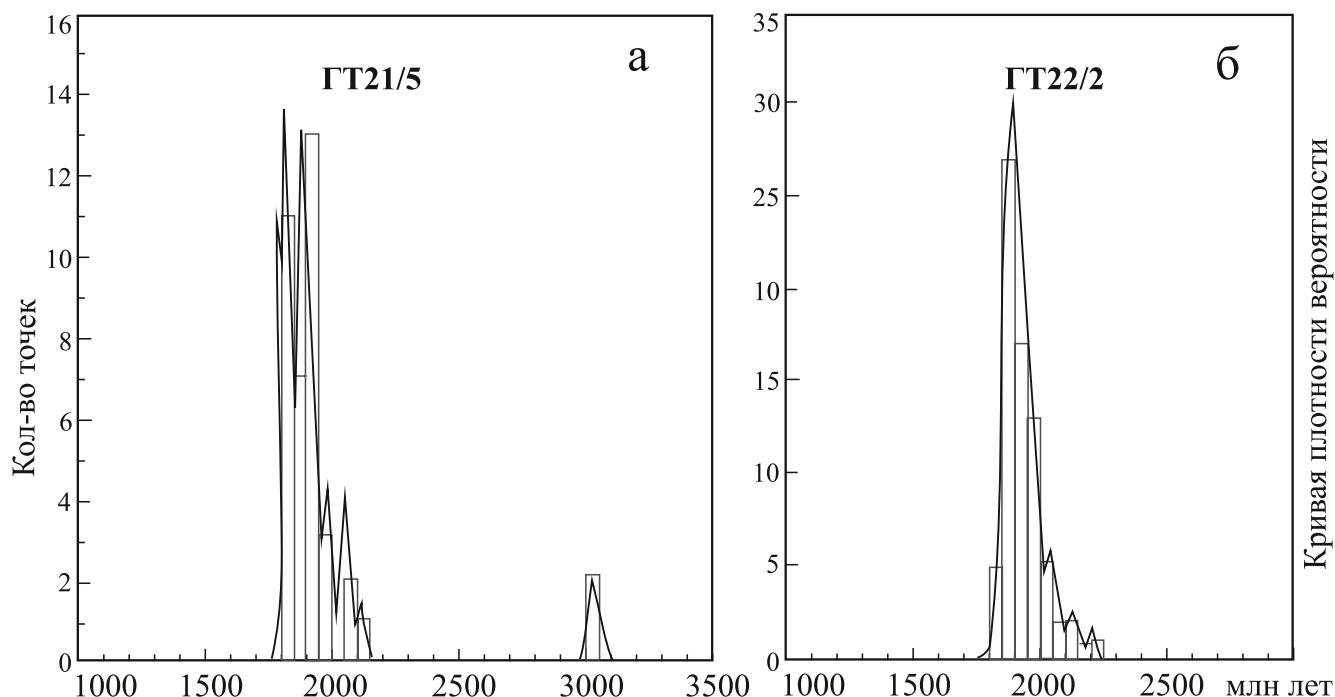


Рис. 4. Гистограмма распределения количества точек и кривые плотности вероятности распределения возрастов циркона из проб вторичного кварцита.

Fig. 4. Histogram of the distribution of the number of points and probability density curves of zircon ages from secondary quartzite samples.

(см. рис. 1), которые в силу традиций финских исследователей рассматриваются как фрагменты палеокор выветривания (Lahtinen, Nironen, 2010).

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ВТОРИЧНЫХ КВАРЦИТОВ И ЖЕЛЕЗОГЛИНОЗЕМИСТЫХ МЕТАСОМАТИТОВ

Установлен следующий состав *вторичных кварцитов*, %: кварц – 80–90, рудные минералы – от 2–3 до 10–12, силлиманит – до 2–3, мусковит – 2–3, серицит и каолинит – менее 1. Акцессорный минерал – циркон. Кварц наблюдается в виде изометричных крупных (до 5×3 мм) зерен, создающих гранобластовую структуру породы (рис. 5а, б). Для зерен кварца характерно присутствие пересекающихся микротрещин. Силлиманит (фибrolит) представлен тонкими длинными лейстовидными пластинками и волосовидными кристаллами. Последние обычно изогнуты и образуют пучки бурого цвета. Черные рудные минералы по содержанию наиболее распространены после силикатов. Выделяется несколько их морфологических типов, среди которых преобладают мелкие (менее 0.1–0.2 мм) изометричные зерна и гексагональные кристаллы титаномagnetита. В небольшом количестве отмечаются неправильные выделения маг-

нетита-гематита. Мусковит образует тонкие пластинки, иногда изогнутые, повторяющие ограничения кварцевых зерен, поскольку они растут в межзерновом пространстве, наиболее проницаемом для растворов. Обычен для кварцитов каолинит. Он отлагается в микротрещинах, по границам кварцевых зерен и замещает силлиманит.

Метасоматиты (рис. 5в, г; 6) сложены пятью главными породообразующими минералами: кварцем, силлиманитом, ставролитом, хлоритом (шамозитом), слюдой (мусковит и флогопит). Эти минералы перечисляются в порядке уменьшения их содержания. Кварц входит в эту ассоциацию условно, так как встречается только на контакте с кварцитами. Акцессорные минералы представлены семью видами (перечисление в порядке убывания): магнетит, рутил, Fe-рутил (нигрин), ильменит, циркон, монацит, цинковая шпинель (ганит). Магнетит диагностирован по спайности и характерным октаэдрическим формам выделения.

Основная масса метасоматита сложена двумя алюмосиликатами – силлиманитом $(\text{Al}_{0.987}\text{Fe}_{0.013})_2\text{SiO}_5$ (табл. 1) и ставролитом $\text{Fe}^{2+}_{0.21}\text{Al}_{3.96}[\text{SiO}_4]_2\text{O}_2(\text{OH})_2$ (табл. 2), которые образуют лучистые агрегаты. В эту массу погружены акцессорные минералы, главным из которых является магнетит (беспримесного состава), размеры его выделений от 100 мкм до 2 мм, зерна

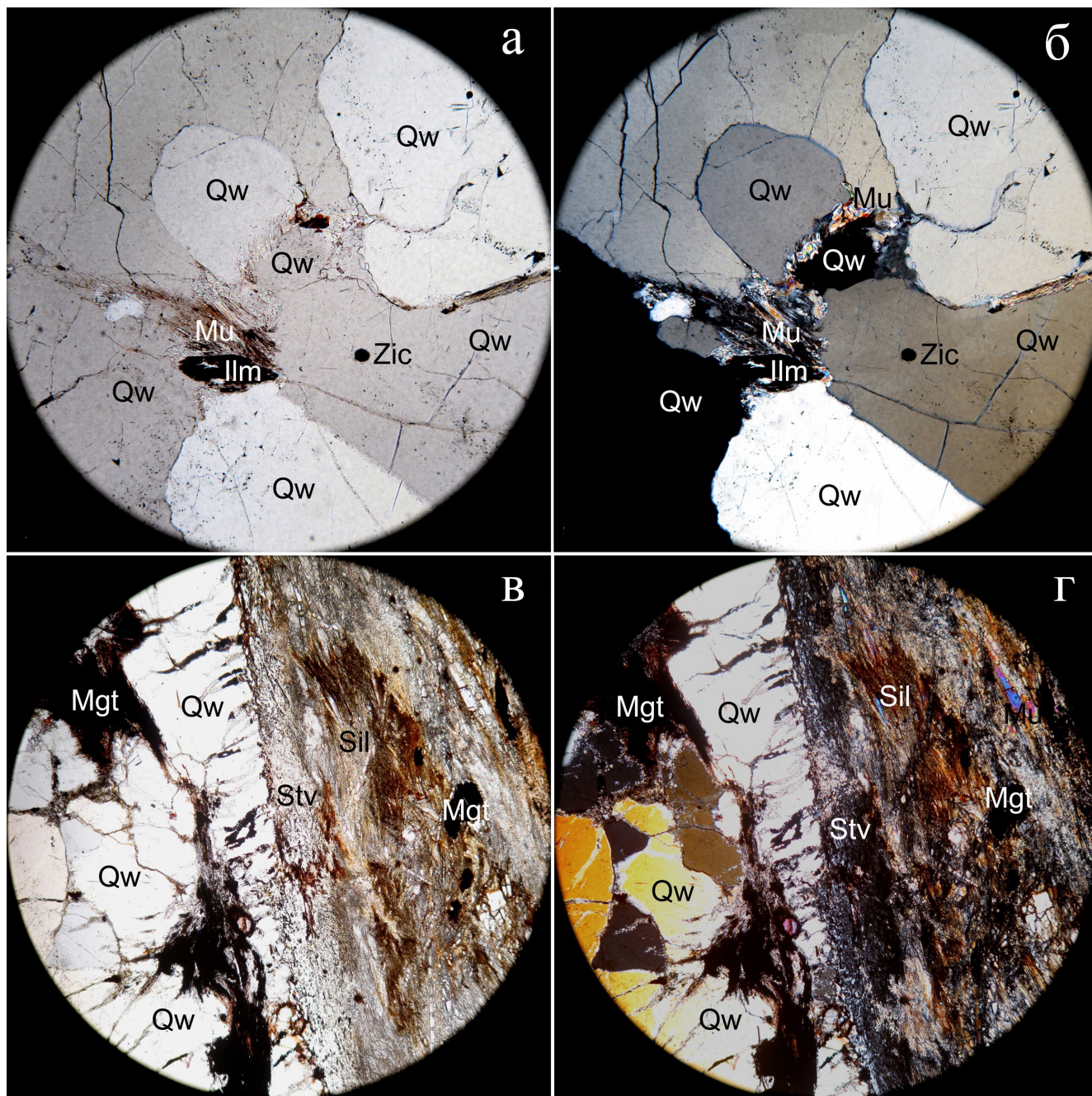


Рис. 5. Фотографии шлифов вторичного кварцита (пр. ГТ 21/5; а, б) и прослая железо–глиноземистого метасоматита (пр. ГТ 21/3; в, г) в нем (контакт).

Левые изображения без николей, правые – в скрещенных николях; везде увеличение 5, поле зрения 4 мм.

Fig. 5. Photographs of thin-sections of secondary quartzite (sample GT 21/5; а, б) and interbedded iron-alumina metasomatite (sample GT 21/3; в, г) in it (contact).

Left images without nicols, right images in crossed nicols; magnification 5, field of view 4 mm.

его сильно корродированы и замещаются хлоритом-шамозитом $(\text{Fe}_{2.97}\text{Mg}_{0.10}\text{Mn}_{0.03})_3(\text{Si}_{2.50}\text{Al}_{3.50})_6\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot (\text{Fe}_{2.97}\text{Mg}_{0.10}\text{Mn}_{0.03})_3(\text{OH})_6$, вокруг магнетита располагаются другие акцессории – рутил, Fe-рутил, иль-

менит, цинковая шпинель (с размером выделений 10–20 мкм). Хлорит (табл. 3) встречается и в основной массе алюмосиликатов, здесь он замещает ставролит. Рутил представлен двумя разновидностями

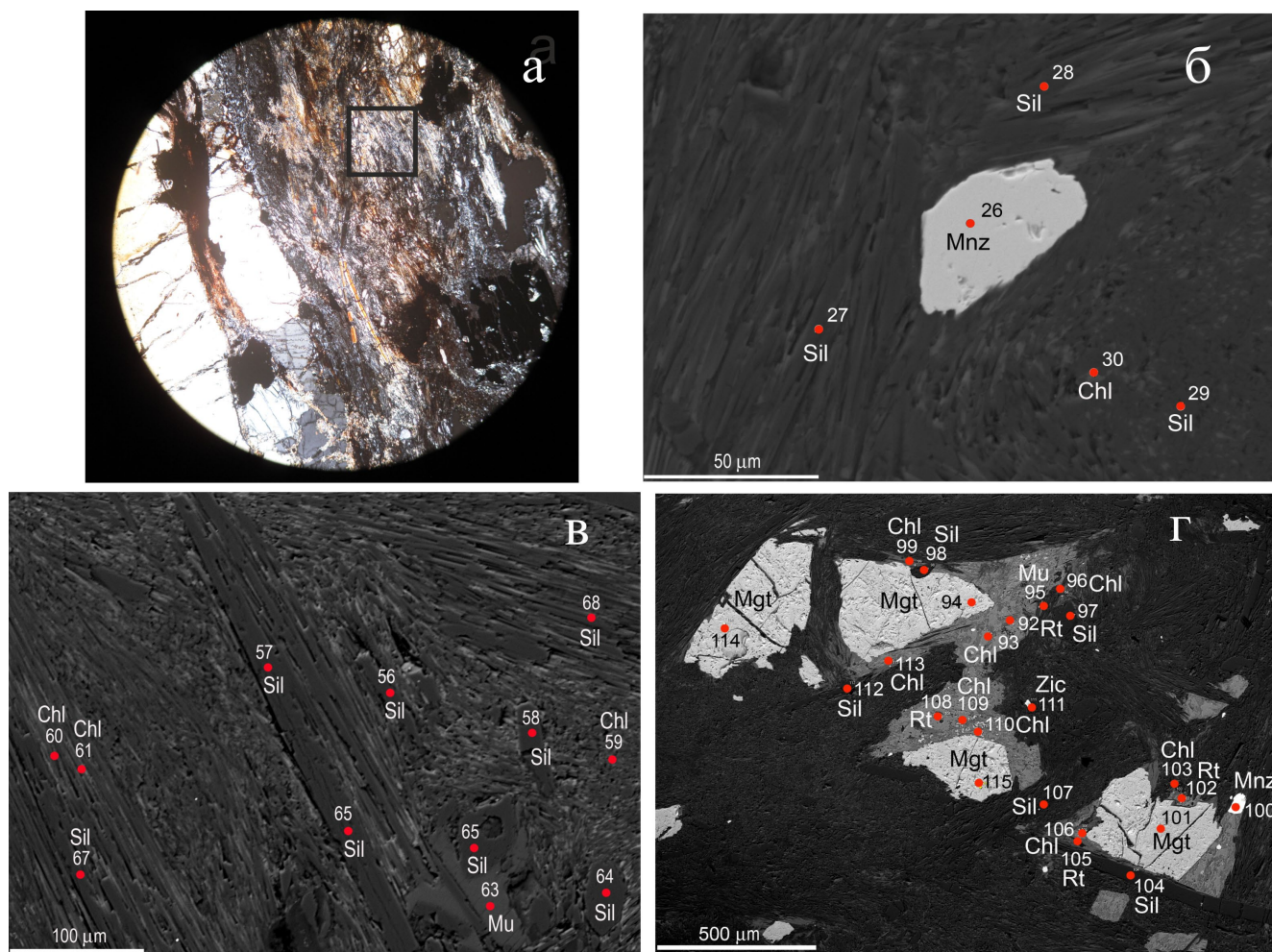


Рис. 6. Фотографии шлифа (а; поле зрения – 4 мм) и микрозондовых изображений железоглиноземистого метасоматита (б–г; пр. ГТ21/3), обогащенного литием, с номерами точек наблюдения.

Квадратом в “а” показан участок микрозондовых исследований (б–г).

Fig. 6. Photographs of thin-section slip (a; field of view – 4 mm) and microprobe images of iron-alumina metasomatite (б–г; sample GT21/3), enriched with lithium, with numbers of observation points.

Square in “a” shows the area of microprobe studies (б–г).

(табл. 4): маложелезистой (0.64–5.18 мас. % FeO) и высокожелезистой – нигрином (14.64–19.29 мас. % FeO). Циркон и монацит статистически распределены в основной массе алюмосиликатов, их размеры варьируются от 10 до 30 мкм. Составы акцессорных минералов представлены в табл. 4, 5. Средний состав ганита по двум определениям, мас. %: Al_2O_3 – 53.97, ZnO – 31.14, FeO – 14.73. В цирконе установлена обычная примесь гафния – 1–2 мас. %. Монацит представлен Y-Th-разновидностью с необычно высоким содержанием иттрия (6–9 мас. %) и тория (6–8 мас. %) (см. табл. 5). Химический состав такого Y-Th-монацита является характерным типоморфным признаком древних (1.10–1.55 млн лет) гранитов, именно такие химические составы цир-

кона и монацита известны в тиманском нефтетитановом Ярегском месторождении. Геология и минералогия Ярегского месторождения детально охарактеризованы нами в работах (Красоткина и др., 2020; Макеев и др., 2020).

Каолинит в метасоматитах является важным породообразующим минералом в отличие от кварцитов. Он представлен несколькими морфологическими разновидностями. Чаще присутствует в виде зернистых агрегатов изометричной или удлиненной формы. Цвет его в таких агрегатах серый и иногда почти черный. Нередко каолинит замещает силлиманит. Реже наблюдаются тонкие лейстовидные пластинки каолинита, образующие субпараллельно расположенные скопления.

Таблица 1. Химический состав силлиманита (Al_2SiO_5), мас. %**Table 1.** Chemical composition of sillimanite (Al_2SiO_5), wt %

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Al_2O_3	62.95	62.54	62.30	62.07	60.94	62.34	62.62	61.58	62.01	59.51	61.61	61.99	62.06
SiO_2	35.78	36.03	36.05	36.77	36.71	35.98	36.30	36.55	36.48	36.40	37.42	36.94	36.36
Fe_2O_3	0.83	1.12	0.94	1.02	1.99	1.43	1.00	0.97	1.04	4.01	0.94	0.64	1.55
Сумма	99.56	99.69	99.29	99.86	99.64	99.75	99.92	99.10	99.53	99.92	99.97	99.57	99.97

Таблица 1. Окончание**Table 1.** Ending

Оксиды	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24.	25	Среднее
Al_2O_3	62.55	62.12	62.33	62.25	62.36	62.62	62.83	62.47	62.57	62.57	62.19	61.70	62.12
SiO_2	36.14	36.82	36.39	36.37	36.01	36.63	36.07	36.48	36.77	36.77	36.05	36.43	36.43
Fe_2O_3	0.97	1.05	1.15	0.98	0.95	0.72	1.01	0.94	0.63	0.63	1.06	1.18	1.15
Сумма	99.66	99.99	99.87	99.60	99.32	99.97	99.91	99.89	99.97	99.97	99.30	99.31	99.70

Таблица 2. Химический состав ставролита $\text{Fe}^{2+}\text{Al}_4[\text{SiO}_4]_2\text{O}_2(\text{OH})_2$, мас. %**Table 2.** Chemical composition of staurolite $\text{Fe}^{2+}\text{Al}_4[\text{SiO}_4]_2\text{O}_2(\text{OH})_2$, wt %

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Среднее
Al_2O_3	53.75	44.83	46.82	52.68	52.19	50.98	49.62	52.45	55.25	52.47	55.92	47.29	51.19
SiO_2	39.23	38.94	37.94	37.47	37.01	39.28	38.86	38.46	38.35	37.18	37.25	44.50	38.71
K_2O	0.09	0.14	0.12	0.14	He обн.	1.11	0.35	0.10	He обн.	0.16	He обн.	He обн.	0.18
FeO	0.81	9.56	8.49	2.10	3.21	2.06	4.21	2.17	0.18	3.72	0.17	1.20	3.16
Сумма	93.88	93.47	93.37	92.39	92.41	93.43	93.04	93.18	93.78	93.53	93.34	92.99	93.23

Примечание. Зд. и далее “не обн.” – не обнаружено.

Note. Hereinafter, “не обн.” means “not found”.

Таблица 3. Химический состав хлорита (шамозита), мас. %**Table 3.** Chemical composition of chlorite (chamosite), wt %

Оксиды	1.	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Сред.
Na_2O	0.52	0.65	He обн.	He обн.	0.45	0.43	He обн.	He обн.	0.71	1.05	He обн.	He обн.	0.32
MgO	0.52	0.57	0.88	0.50	0.35	0.62	0.56	0.87	0.39	0.53	0.54	1.10	0.62
Al_2O_3	29.93	29.44	28.67	27.03	34.13	29.04	28.41	23.53	32.21	30.22	29.33	24.9	28.90
SiO_2	21.91	22.03	20.16	20.64	24.81	23.15	20.50	21.40	27.25	25.29	24.22	23.06	22.87
K_2O	0.25	0.34	0.06	0.24	1.29	0.30	0.21	3.29	0.77	0.73	0.80	0.09	0.70
TiO_2	He обн.	He обн.	0.67	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	0.06	He обн.	0.69	0.93	0.20
MnO	0.37	0.33	0.47	0.34	0.26	0.35	0.35	0.28	0.28	0.24	0.34	0.28	0.32
Fe_2O_3	36.57	34.81	39.99	34.25	29.55	33.67	38.21	39.91	25.20	27.63	31.42	40.72	34.33
ZnO	He обн.	0.21	He обн.	0.35	He обн.	0.17	0.18	0.21	0.17	He обн.	0.19	0.21	0.14
Сумма	90.07	88.38	90.90	83.35	90.84	87.73	88.42	89.48	87.04	85.69	87.53	91.29	88.39

Таблица 4. Химический состав рутила (1–7), Fe-рутила (8–11) и ильменита (12), мас. %

Table 4. Chemical composition of rutile (1–7), Fe-rutile (8–11) and ilmenite (12), wt %

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	Сред.	12
Al ₂ O ₃	0.20	He обн.	0.20	0.22	0.20	0.08	0.10	0.10	0.20	0.11	He обн.	0.13	1.41
TiO ₂	93.79	99.18	98.26	97.86	98.88	99.16	96.22	80.78	84.75	85.20	82.68	92.43	43.20
FeO	5.18	0.86	1.03	1.83	0.72	0.64	3.79	19.29	15.07	14.64	17.32	7.31	55.43
Сумма	99.74	100.0	99.49	99.91	99.80	99.88	100.1	100.2	100.0	99.95	100.0	99.92	100.0

Таблица 5. Химический состав монацита, мас. %

Table 5. Chemical composition of monazite, wt %

Оксиды	P ₂ O ₅	CaO	Y ₂ O ₃	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Pr ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃	Gd ₂ O ₃	ThO ₂	UO ₂	Сумма
1	28.57	1.32	8.24	13.60	26.38	2.02	9.54	2.03	He обн.	7.29	1.01	100.00
2	27.00	1.19	9.33	13.98	27.39	2.44	10.39	1.18	—”—	6.20	He обн.	99.11
3	27.93	1.70	5.92	13.66	26.89	2.62	10.11	1.48	1.25	6.64	1.67	99.87
4	26.73	0.50	8.95	13.98	23.76	2.74	10.41	2.02	1.57	8.31	1.00	99.97
Среднее	27.56	1.18	8.11	13.81	26.11	2.46	10.11	1.68	0.71	7.11	0.92	99.74

Таким образом, метасоматиты сложены таким же набором минералов, что и кварциты. Метасоматиты состоят из первичных силикатов (силлиманита, ставролита, мусковита и кварца, а также рудных минералов), их замещают вторичные минералы (хлорит, каолинит, серицит и микрозернистый кварц второй генерации). Они существенно отличаются от кварцитов количеством, соотношениями и составом порообразующих силикатов и рудных минералов.

Приуроченность железоглиноземистых метасоматитов к вторичным кварцитам – обычное явление, но глиноземистые минералы в них часто представлены: корундом, алунином, диаспором, диккитом, андалузитом. Только единичные зерна последнего встречены среди изученных пород о-ва Б. Тютерс, а глиноземистые минералы преимущественно представлены силлиманитом, что указывает на относительно другие условия их формирования по сравнению с типичными представителями вторичных кварцитов. Здесь нет и пирита, а среди рудных железистых минералов в основном встречается только магнетит-гематит, что указывает на относительно высокий уровень залежи, обнажающейся на острове (окислительные условия среды), так как только донные части классических залежей вторичных кварцитов содержат пирит – там возможна восстановительная обстановка среды порообразования (Мишин, Бердников, 2010).

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КВАРЦИТОВ И ЖЕЛЕЗОГЛИНОЗЕМИСТЫХ МЕТАСОМАТИТОВ

Данные по содержанию петрогенных и редких элементов во вторичных кварцитах и ассоциируемых с ними железоглиноземистым метасоматитам о-ва Б. Тютерс приведены в табл. 6 и 7. Кварциты в большинстве случаев чрезвычайно обеднены большинством химических компонентов, а глиноземистые породы, наоборот, обогащены ими, но их содержания тем не менее часто ниже кларковых, характерных для верхней части земной коры (Виноградов, 1962; Тейлор, Мак-Леннан, 1988). В мировой практике они часто представляют собой перспективные золотомедные и высокоглиноземистые (наждак) месторождения (Наковник, 1968).

Вторичные кварциты аномально истощены щелочами, а также TiO₂, CaO, MgO, и для них характерно превышение закисного железа над окисным (см. табл. 6), что указывает на процессы кислотного выщелачивания при их образовании. При сравнении составов кварцитов и метасоматитов заметны две тенденции. Одна – это явное увеличение в метасоматитах средних содержаний таких элементов, как Li, в 9 раз, Be – 7, Sc – 6, V – 9, Co – 7, Ni – 6, Ga – 5, Y – 6, Zr – 5, LREE – 6, MREE – 6, W – в 12 раз. Другая – элементы хоть и увеличили свои концентрации, но не столь заметно. Это Cr, Rb, Sr, Nb, Mo, Sn, Sb, Cs, Ba, HREE, Hf, Tl, Pb. Кварциты и метасоматиты одинаково крайне истощены круп-

Таблица 6. Химический состав (мас. %) и элементы примеси (г/т) вторичных кварцитов о-ва Б. Тютерс
Table 6. Chemical composition (wt %) and impurity elements (ppm) of secondary quartzites of Island B. Tyuters

Компонент	Пробы								
	ГТ22/3	БТ26/3	БТ26/2	БТ12/2	ГТ21/5	ГТ26	ГТ21/2	ГТ22/1	ГТ22/2
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	97.08	95.64	95.28	94.44	94.24	93.45	92.04	91.93	91.20
TiO ₂	0.05	0.06	0.13	0.10	0.06	0.05	0.06	0.09	0.16
Al ₂ O ₃	0.63	2.50	1.99	2.57	3.55	3.89	5.06	5.17	5.31
Fe ₂ O ₃	0.63	1.25	2.22	0.96	0.40	0.47	0.72	0.54	0.97
FeO	1.13	<0.01	<0.01	0.72	0.72	1.07	0.59	0.87	0.51
MnO	<0.01	0.01	0.01	0.02	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
MgO	<0.01	0.01	0.01	0.22	<0.01	<0.01	0.04	<0.01	<0.01
CaO	0.04	0.45	0.45	0.14	0.03	0.04	0.30	0.03	0.02
K ₂ O	0.12	0.23	0.13	0.28	0.29	0.26	0.05	0.14	1.28
Na ₂ O	0.05	0.16	0.15	0.14	0.23	0.33	0.08	0.06	0.16
P ₂ O ₅	0.03	<0.01	<0.01	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
П. п. п	0.10	0.08	<0.05	0.03	0.36	0.3	0.95	1.05	0.32
Сумма	99.86	99.95	99.93	99.92	99.91	99.87	99.92	99.89	99.94
Li	2.5	6.2	10.6	21	11.4	34	41	32	2.6
Be	0.48	0.39	0.34	0.36	0.43	0.66	0.83	0.65	0.47
Sc	0.74	0.72	1.70	1.80	1.07	0.90	0.72	0.69	0.93
V	4.1	2.7	7.3	5.2	1.97	4.9	3.0	2.4	4.0
Cr	103	70	123	20	69	62	63	66	68
Co	1.14	0.92	1.70	0.98	1.18	0.92	1.54	0.95	0.84
Ni	8.2	8.2	14	6.1	5.7	7.6	9.1	7.1	5.2
Cu	14.4	12	19	14.4	8.0	10.8	8.0	10.1	8.2
Ga	1.51	2.5	2.9	2.26	2.8	2.9	4.6	5.5	5.9
Rb	5.0	14	9	28	17.7	23	1.36	5.6	65
Sr	1.32	3.6	3.7	6.2	2.4	5.3	1.67	2.3	2.4
Y	3.4	5.8	15	7.3	5.9	8.2	5.6	9.4	7.4
Zr	65	39	53	30	43	46	41	91	94
Nb	2.3	2.1	5.0	2.3	1.62	2.3	1.15	3.8	6.5
Mo	6.3	3.8	4.9	1.76	4.9	2.7	4.3	3.7	4.6
Sn	1.34	3.1	5.9	1.57	1.59	1.21	1.34	0.83	1.11
Sb	0.29	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0.31	1.16	0.30	0.29	0.35
Cs	0.40	0.78	0.64	0.83	0.87	1.66	0.12	0.33	2.8
Ba	1.8	12	9	14	4.4	12	1.4	3.3	73
La	2.7	4.2	8.2	7.3	10.0	8.7	7.4	6.3	8.9
Ce	5.8	8.2	17	14.3	19.6	17.1	15	12.2	18.0
Pr	0.66	1.0	2.1	1.7	2.2	1.98	1.71	1.44	2.0
Nd	2.5	3.6	7.6	6.0	8.1	7.1	6.2	5.1	7.2
Sm	0.61	0.80	1.60	1.21	1.59	1.39	1.21	1.09	1.52
Eu	0.070	0.10	0.23	0.16	0.22	0.24	0.15	0.13	0.15
Gd	0.63	0.83	1.80	1.18	1.38	1.31	1.06	1.09	1.31
Tb	0.12	0.15	0.35	0.20	0.20	0.22	0.17	0.20	0.22
Dy	0.63	1.01	2.40	1.19	1.11	1.37	1.00	1.40	1.25
Ho	0.13	0.21	0.52	0.24	0.20	0.28	0.19	0.32	0.24
Er	0.32	0.59	1.60	0.66	0.53	0.81	0.55	0.94	0.66
Tm	0.054	0.09	0.23	0.10	0.078	0.12	0.081	0.14	0.096
Yb	0.33	0.58	1.50	0.63	0.48	0.79	0.53	0.92	0.60
Lu	0.056	0.085	0.22	0.09	0.074	0.12	0.076	0.14	0.092
Hf	1.88	1.20	1.40	0.94	1.22	1.29	1.12	2.30	2.50
W	0.80	0.47	0.71	1.93	0.48	1.21	0.24	0.31	0.42
Tl	0.055	0.11	0.072	0.16	0.12	0.13	0.025	0.053	0.40
Pb	3.0	2.5	3.2	2.8	3.1	4.4	2.4	2.6	3.3
Th	1.63	2.70	5.30	2.73	4.50	3.80	3.10	3.20	5.50
U	0.68	0.73	1.10	0.91	1.00	1.63	0.87	0.92	1.43
Ta	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0.14	0.38	Не опр.
(1a/Yb)n	5.4	5.3	3.7	7.6	14	7.4	9.6	4.5	10
Eu/Eu*	0.37	0.38	0.38	0.34	0.42	0.50	0.37	0.34	0.29

Примечание. Зд. и далее “не опр.” – не определено.

Note. Hereinafter, “не опр.” means undefined.

Таблица 7. Химический состав (мас. %) и элементы примеси (г/т) железоглиноземистых метасоматитов о-ва Б. Тютерс
Table 7. Chemical composition (wt %) and impurity elements (ppm) of iron-alumina metasomatites of Island B. Tyuters

Компонент	Пробы							
	БТ12/3	ГТ24	БТ7/1	БТ27/1	ГТ23	БТ26/1	БТТ8/2	ГТ21/3
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	87.59	84.58	82.87	77.59	67.72	65.92	59.40	51.58
TiO ₂	0.19	0.18	0.23	0.43	0.54	0.68	0.61	1.08
Al ₂ O ₃	8.24	10.53	10.27	13.77	19.57	22.09	23.97	32.87
Fe ₂ O ₃	1.78	2.15	3.29	3.78	5.97	6.28	9.00	7.12
FeO	0.29	0.19	<0.01	<0.01	0.57	<0.01	0.18	0.29
MnO	0.02	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.01	<0.01	<0.01
MgO	0.12	<0.01	0.08	0.06	0.05	0.13	0.05	0.08
CaO	0.08	0.03	0.03	0.02	0.20	0.45	0.04	0.04
K ₂ O	0.07	0.08	0.12	0.43	0.67	0.24	0.37	0.52
Na ₂ O	0.02	0.09	0.19	0.21	0.19	0.34	0.30	0.25
P ₂ O ₅	0.03	0.02	0.03	0.06	0.14	0.01	0.03	0.03
П. п. п	1.55	2.11	2.84	3.60	4.31	4.18	6.03	6.12
Сумма	99.96	99.97	99.89	99.95	99.93	99.93	99.98	99.96
Li	54	82	69	111	197	141	208	420
Be	1.2	1.31	1.63	3.3	4.1	3.7	3.6	6.8
Sc	4.3	4.0	7.9	4.9	5.8	8.2	9.7	4.5
V	14.3	5.1	27	20	28	41	90	30
Cr	15	47	62	48	72	65	96	87
Co	1.8	2.1	2.7	5.0	10.6	13.6	6.0	14.8
Ni	9.2	11.7	13.7	25	61	52	29	70
Cu	4.7	5.5	8.2	6.9	8.8	5.7	15.5	4.9
Ga	7.3	8.5	10.5	17.2	28	18.9	22	25
Rb	3.9	4.5	15.1	21	42	12.8	29	35
Sr	5.2	5.1	82	4.5	12.9	11.1	23	6.2
Y	16.8	15.7	15.6	34	145	27	22	10.9
Zr	68	100	78	183	172	220	194	368
Nb	5.5	4.5	6.0	11.2	15.4	13.4	16.2	28
Mo	0.64	2.7	2.3	1.64	1.71	1.3	1.23	1.12
Sn	1.67	2.3	2.5	6.2	10.1	10.2	10.8	10.2
Sb	He опр.	0.82	1.01	1.25	1.9	2.0	2.3	2.8
Cs	0.22	0.22	0.59	1.36	2.5	0.87	1.07	2.7
Ba	9	2.7	21	7.6	15	40	29	13.6
La	17.3	21	21	35	107	51	44	41
Ce	34	42	37	71	223	99	75	79
Pr	4.5	5.1	5.0	8.5	26	12.2	10	9.5
Nd	15.2	18.3	18.2	31	94	45	36	34
Sm	2.99	3.4	3.5	6.1	20	8.3	6.7	6.1
Eu	0.44	0.53	0.70	0.79	2.1	1.34	1.14	0.74
Gd	2.77	2.9	3.1	5.9	19.9	7.4	5.4	4.8
Tb	0.45	0.46	0.43	0.86	3.6	0.98	0.75	0.58
Dy	2.67	2.8	2.3	4.6	24	5.3	4.0	2.7
Ho	0.58	0.56	0.46	0.92	5.2	0.98	0.77	0.44
Er	1.66	1.60	1.34	2.9	15.5	2.8	2.1	1.05
Tm	0.25	0.23	0.20	0.46	2.2	0.4	0.32	0.14
Yb	1.59	1.50	1.33	3.0	14.0	2.6	2.0	0.86
Lu	0.24	0.23	0.19	0.45	2.0	0.4	0.3	0.13
Hf	1.99	2.6	2.0	4.6	4.4	6.0	5.0	10.1
W	0.52	0.33	1.26	1.69	2.9	1.25	2.3	0.98
Tl	0.06	0.038	0.099	0.17	0.27	0.10	0.18	0.18
Pb	4.0	3.0	5.3	4.8	14.5	8.2	6.5	5.3
Th	6.87	8.1	7.1	13.5	41	19.5	13.8	16.1
U	2.93	3.04-	2.8	3.7	12.1	4.2	6.8	5.1
Ta	He опр.	He опр.	0.43	1.14	He опр.	1.07	1.53	2.8
(La/Yb)n	8.8	9.6	11.3	7.6	5.0	13.8	15	34
Eu/Eu*	0.45	0.48	0.65	0.38	0.3	0.51	0.55	0.41

ноионными литофильными элементами: Sr и Ba (см. табл. 7, 8). Это характерно и для некоторых литийсодержащих пегматитов (Морозова, 2018).

В кварцитах незначительно больше хрома по сравнению с железоглиноземистыми метасоматитами, но меньше по сравнению с исходными породами (сланец, пр. БТТ 31/1) А вот молибдена и меди больше по сравнению не только с железоглиноземистыми метасоматитами, но и с исходными сланцами (см. табл. 8).

По сравнению с другими микроэлементами REE в кварцитах присутствуют в достаточно больших количествах, чем они отличаются от детально изученных кварцево-жильных образований Урала, перспективных на кварцевое сырье (Поленов и др., 2013).

Для кварцитов и метасоматитов характерен умеренно дифференцированный спектр распределения редкоземельных элементов – $(La/Yb)_n = 5–17$, и только в одном случае $(La/Yb)_n = 35$. Основным концентратором REE в этих породах, по видимому, является циркон. Поэтому при увеличении содержаний циркония в железоглиноземистых метасоматитах (до 365 г/т) концентрации REE также заметно возрастают. Наименьшие содержания REE установлены для некоторых кварцевых жил (пр. ГТ22/3). В них также оказались и наименьшие содержания циркония (см. табл. 6, рис. 7а), хотя есть и жилы с такими же содержаниями REE и циркония, как и в кварцитах (пр. БТ26/2), что может указывать на разный механизм образования этих жил, например, одна – за счет кристаллизации непосредственно из флюида, бедного REE (пр. ГТ22/3), другая – за счет переотложения кварца из кварцита (пр. БТ26/2). Распределение REE в кварцитах в целом наследует таковое в сланцах, по которым они могли развиваться (см. рис. 7в).

Метасоматиты и кварциты, имея отрицательную Eu аномалию (0.3–0.8) (см. рис. 7), сильно истощены стронцием. Традиционно считается, что наличие отрицательной европиевой аномалии при низких концентрациях стронция свидетельствует о фракционировании плагиоклаза при обогащении расплава несовместимыми компонентами (Кокс и др., 1982). Но очевидно, что даже для пегматитов подобный механизм нереалистичен, тем более это касается вторичных кварцитов и метасоматитов, так как эти процессы осуществляются исключительно под влиянием флюидного замещения без фракционирования плагиоклаза в расплаве. В то же время эти породы истощены и барием, и, как показывают наши исследования, именно породы, обогащенные барием, имеют положительную Eu аномалию (Терехов, Щербакова, 2006; Морозов и др., 2022б). Таким образом, именно низкие концентрации стронция и бария контролируют отрицательную Eu аномалию в исследуемых породах.

МОДЕЛЬ ОБРАЗОВАНИЯ ВЫСОКОЛИТИЕВЫХ МЕТАСОМАТИТОВ

Одной из примечательных особенностей изученных железоглиноземистых метасоматитов является повышенное содержание лития (54–420 г/т) относительно кварцитов (2.6–41 г/т), предположительно, исходных пород (пр. БТТ31/1) и рвущих их гранитов (20–30 г/т) (см. табл. 8) и кларка гранитов (20 г/т) (Виноградов, 1962). Подобные концентрации оказываются и выше, чем в полевошпатовых (65 г/т) и мусковит-полевошпатовых пегматитах крупного Колмозерского месторождения редкометалльных пегматитов (Кольский п-ов). Хотя собственно рудные альбит-сподуменовые пегматиты имеют концентрации лития до 12 200 г/т (Морозова, 2018), описания подобного литиевого обогащения в породах в ассоциации с вторичными кварцитами нами не встречалось, поэтому, возможно, это принципиально новый тип данного оруденения, причины и механизм которого остаются непонятными. При этом никаких Li-минералов нами не обнаружено (см. рис. 6). Известно, что концентратами лития могут быть слюды (в мусковите – до 0.885 мас. %, в биотите – до 0.905 мас. % (Геохимия..., 1964; Гавриленко, Сахоненко, 1986)), тогда как собственно Li-минерал по какой-то причине не образуется. Например, в мусковит-полевошпатовых пегматитах Колмозерского месторождения, где концентрация лития значительно ниже, чем в изученном нами пр. ГТ21/3 (420 г/т), появляется сподумен, а в кварцитах о-ва Б. Тютерс собственно литиевые минералы не обнаружены. Следует отметить, что количество слюды в кварцитах визуальное больше, чем в железоглиноземистых метасоматитах, но концентрации лития имеют обратное распределение, что указывает на его более поздний привнос. Но остается вопрос об источнике лития. На участках развития литиевых пегматитов граниты обычно обогащены литием, и, хотя между формированием гранитов и пегматитов существует большой временной перерыв, за источник лития принимаются граниты (Морозова, 2018). Тем не менее высокая степень концентрирования лития в пегматитах и особенно в рассолах, по мнению многих исследователей, требует особых геологических условий, вероятнее всего, с участием мантийной компоненты и его привносом в составе контрастных субщелочных рудно-магматических систем через гидротермы и травертины к дневной поверхности (Загорский и др., 2014), что напоминает обстановку формирования вторичных кварцитов.

Известно, что наряду с литием с повышенным содержанием в пегматитах присутствуют и другие стратегические металлы: цезий, ниобий, тантал, бериллий (Морозова, 2018). В нашем случае Nb, Ta и Be имеют достаточно низкие (частично ниже предела обнаружения) концентрации, хо-

Таблица 8. Средний химический состав (мас. % и г/т) вторичных кварцитов (1), железоглинозе-мистых метасоматитов (2), составы возможных протолитов (3, 4) и рвущих их гранитов (5, 6)

Table 8. Average chemical compositions (wt % and ppm) of secondary quartzites (1), iron-alumina-mystic metasomatites (2), compositions of possible protoliths (3, 4) and granites tearing them (5, 6)

Компонент	Кварцит (n = 10)	Метасоматит (n = 12)	Сланец		Гранит	
			Пр. БТТ31/1	Пр. ГТ/ 4	Пр. ГТ/25	Пр. БТТ/4
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	93.49	69.47	61.66	69.82	73.93	72.85
TiO ₂	0.09	0.55	0.71	0.35	0.17	0.24
Al ₂ O ₃	3.78	19.55	16.60	13.94	13.33	13.94
Fe ₂ O ₃	0.68	5.20	2.51	1.82	0.01	1.17
FeO	0.77	0.30	5.79	1.53	2.23	1.51
MnO	0.01	0.20	0.09	0.07	0.02	<0.01
MgO	0.01	0.08	1.83	1.33	0.33	0.51
CaO	0.16	0.14	2.33	1.85	0.58	0.55
K ₂ O	0.29	0.33	3.46	3.85	5.67	5.77
Na ₂ O	0.14	0.20	3.62	3.65	2.81	2.19
P ₂ O ₅	0.02	0.04	0.07	0.09	0.08	0.09
П. п. п	0.30	4.10	0.69	1.35	0.56	1.01
Сумма	99.91	99.93	99.36	99.65	99.72	99.81
Li	21.73	194	98	13.8	20	22
Be	0.44	3.3	4.0	1.82	0.47	0.72
Sc	1.1	6.3	14.0	5.9	3.5	5.1
V	3.85	34	77	23	3.5	6.6
Cr	71	64.5	115	20	75	50
Co	1.29	8.2	13.1	4.2	1.74	2.8
Ni	8.04	41.5	36	10.1	6.8	5.9
Cu	11.4	7.7	7.4	6.1	17.3	20
Ga	2.9	18.8	26	18.9	20	18.0
Rb	17.7	21.6	303	112	255	243
Sr	3.08	11.4	192	264	60	120
Y	7.3	40.5	27	33	21	27
Zr	58.7	190	179	273	96	141
Nb	3.03	14.3	26	10.8	18.7	13.2
Mo	4.15	1.44	1.53	0.62	5.40	2.10
Sn	2.03	8.7	4.9	2.0	1.91	2.1
Sb	0.44	2.03	0.10	3.5	0.29	0.28
Cs	0.81	1.29	9.0	2.5	2.3	1.62
Ba	13.5	18.3	534	869	255	254
La	7.5	48.7	47	53	22	29
Ce	15	96	92	102	48	64
Pr	1.74	11.8	10.7	11.0	6.0	7.9
Nd	6.29	42.0	39	36	24	29
Sm	1.28	8.2	7.2	6.3	6.6	7.6
Eu	0.17	1.10	1.28	1.17	0.40	0.42
Gd	1.21	7.4	5.8	6.7	6.7	7.0
Tb	0.20	1.2	0.87	0.87	0.96	1.09
Dy	1.2	7.2	5.0	5.5	5.2	5.5
Ho	0.25	1.50	0.97	1.12	0.81	0.87
Er	0.72	4.7	2.8	3.2	1.97	2.1
Tm	0.11	0.60	0.40	0.45	0.26	0.28
Yb	0.69	3.80	2.60	2.90	1.53	1.62
Lu	0.10	0.24	0.39	0.43	0.20	0.22
Hf	1.65	5.0	4.4	4.9	2.6	4.6
W	0.7	1.56	1.61	2.8	0.52	0.27
Tl	0.12	0.14	1.91	0.52	1.50	1.26
Pb	3.0	7.6	19.0	16.49	43	52
Th	3.7	18.6	16.6	8.5	21	27
U	1.03	5.7	4.4	2.2	9.1	6.7
Ta	0.32	Не опр.	Не опр.	0.89	0.92	0.67
(La/Yb) _n	8.5	14	12.6	10.4	9.6	12
Eu/Eu*	0.38	0.44	0.57	0.56	0.19	0.17

Примечание. Полу жирным шрифтом выделены аномальные значения.

Note. Abnormal values are highlighted in bold.

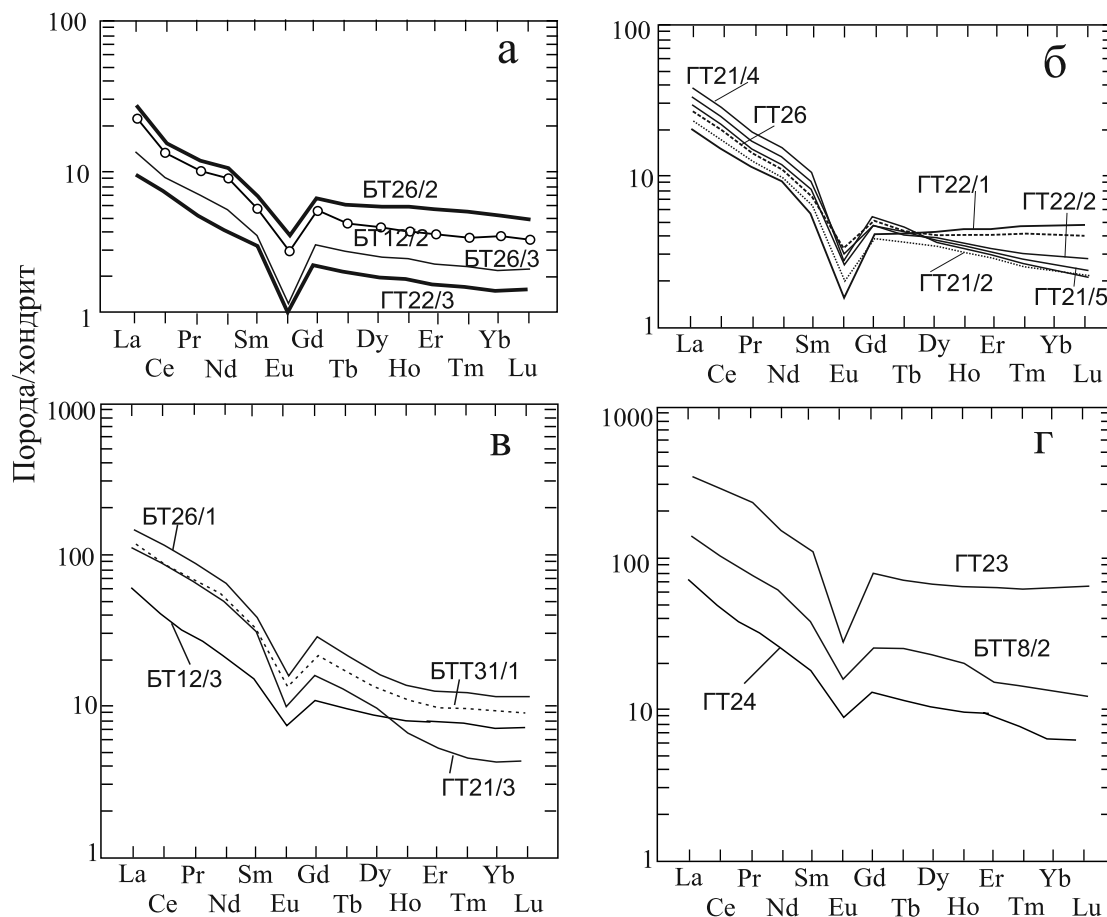


Рис. 7. Нормированные по хондриту (Nakamura, 1974) графики распределения РЗЭ во вторичных кварцитах (а, б) и железоглиноземистых метасоматитах (в, г).

а – жирным выделены образцы из кварцевых жил, в – пунктирно выделена пр. БТТ31/1 – предполагаемая исходная порода (сланец) для вторичных кварцитов.

Fig. 7. Chondrite-normalized graphs of REE distribution in secondary quartzites (а, б) and iron-alumina metasomatites (в, г).

а – samples from quartz veins are shown in bold; в – dotted line shows sample БТТ31/1 – the supposed source rock for secondary quartzites.

тя и несколько выше, чем в кварцитах, что указывает на иной механизм концентрирования лития, чем в пегматитовом процессе. Глиноземистые метасоматиты, по сравнению с кварцитами, обогащены ванадием, кобальтом, никелем, т. е. элементами группы железа, что объяснимо наличием в породе магнетита и ильменита.

Поражает, что в кварцитах и метасоматитах имеются достаточно большие концентрации цезия на фоне низких содержаний натрия и калия, что, вероятно, связано с его поступлением совместно с литием, так как известно, что цезий и литий совместно концентрируются на заключительных этапах эволюции магматических систем.

Единственный ксенолит сланца (пр. БТТ31/1) также обогащен литием (98 г/т) сверх извест-

ных концентраций в аналогичном образце сланца с о-ва Гогланд (пр. ГТ4 – 14 г/т) (см. табл. 8). Судя по геологической ситуации, ксенолит сланца (пр. БТТ31/1) изначально находился под толщей вторичных кварцитов, на пути миграции рудоконтролирующих флюидов (рис. 8), и, соответственно, мог быть обогащен литием и цезием.

Считается, что образование вторичных кварцитов происходит по завершении магматической активности, на ранней предрудной стадии гидротермального процесса (Наковник, 1968). Сами вторичные кварциты не несут рудной минерализации, чаще являются экраном, но они служат индикаторами оруденения на глубине. Единственные микроэлементы, которых в изученных кварцитах больше, чем в исходных сланцах и железоглиноземистых метасоматитах, – это цезий и литий.

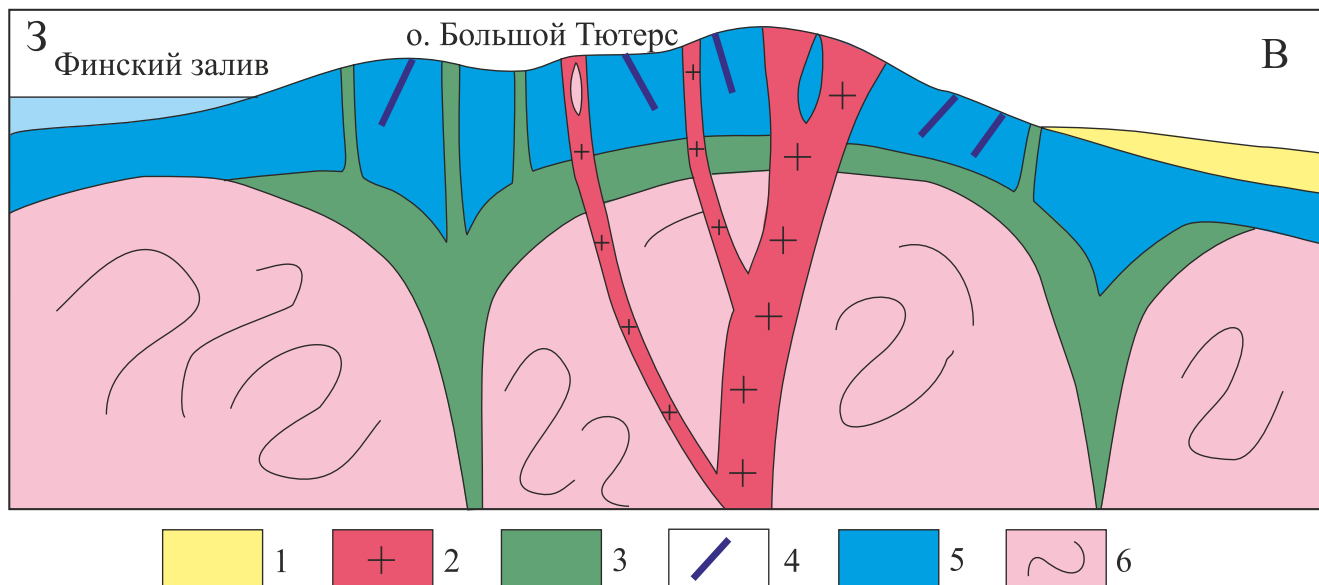


Рис. 8. Концептуальная схема строения проявления вторичных кварцитов на о-ве Б. Тютерс (разрез).

Идея о глубинном строении залежи взята из работы (Мишин, Бердников, 2010). 1 – четвертичные отложения; 2 – граниты (1.83 млрд лет); 3 – железоглиноземистые метасоматиты; 4 – кварцевые жилы; 5 – вторичные кварциты; 6 – свекофеннский комплекс (1.90–1.83 млрд лет): сланцы, гнейсы, амфиболиты, мигматиты.

Fig. 8. Conceptual scheme of the structure of the secondary quartzite occurrence on B. Tyuters Island (section), the idea of the deep structure of the deposit is taken from (Mishin, Berdnikov, 2010).

1 – Quaternary sediments; 2 – granites (1.83 Ga); 3 – iron-alumina metasomatites; 4 – quartz veins; 5 – secondary quartzites; 6 – Swecofennian complex (1.90–1.83 Ga): schists, gneisses, amphibolites, migmatites.

глиноземистых метасоматитах, – это медь и молибден (см. табл. 8).

Полевые исследования и изучение шлифов показывают, что в породах наблюдается наследование видового состава минералов железоглиноземистых метасоматитов от вторичных кварцитов. При этом реликтов исходных пород в кварцитах почти нет. Изредка на выветрелой поверхности видны полосы или шпилы, напоминающие мигматитовую полосчатость, но в шлифах только иногда отмечаются реликтовые плагиоклазы. Учитывая, что сами вторичные кварциты – ярко выраженные метасоматиты, образованные под влиянием кислотного флюида, можно говорить о двух эпизодах флюидной активности. Первый – это кислотное выщелачивание и окварцевание исходных кислых пород типа гнейсов, сланцев или гранитоидов с выносом почти всех петрогенных и редких элементов, второй – волна железоглиноземистого метасоматоза, при котором и происходит литиевое обогащение.

С высокотемпературными вторичными кварцитами ассоциируют медно-молибден-порфировые месторождения, в которых концентрации рудных элементов обусловлены флюидной деятельностью кислых субвулканов (Мишин, Бердников, 2010). И именно этими элементами относительно

обогащены исследуемые породы. Если предположение о том, что Южно-Финляндская складчатая зона в раннем протерозое имела структурно-вещественные признаки островодужной системы, верно, то появление вторичных кварцитов, обогащение литием и повышенные медно-молибденовые концентрации – все это укладывается в металлогеническую схему для подобных геоструктурных областей фанерозойского возраста (Медно-порфировые месторождения, 2001).

Можно согласиться с тем, что формирование массивов вторичных кварцитов характерно для орогенной стадии развития подвижных поясов, которые на предыдущем этапе прошли островодужную стадию развития, либо для этапов тектономагматической активизации консолидированных складчатых областей (Черкасов, 2016). Такая же геодинамическая ситуация характерна и для формирования Li-содержащих пегматитов. При этом зоны накопления лития в сalaraх (соляных озерах) приурочены к современным или палеовулканическим дугам, сформировавшимся при субдукции океанической литосферы под окраину континента. Причем в обоих случаях (пегматиты и сalaraы) концентрирование лития в конечных рудных объектах происходило в ходе нескольких этапов, при

которых в породах происходило последовательное обогащение литием (Koortmans et al., 2024; Романюк, Ткачев, 2010). Таким образом, геодинамический сценарий формирования вторичных кварцитов близок к структурным преобразованиям при литиевом обогащении пород. Поэтому изученные железоглиноземистые метасоматиты могут отвечать одному (промежуточному) из этапов обогащения литием.

ВЫВОДЫ

Исследованные образования о-ва Б. Тютерс: кварциты и железоглиноземистые метасоматиты, по своему составу, наличию индикативных минералов, химическому составу могут быть отнесены к формации вторичных кварцитов, выделенных на хорошо изученных объектах палеозойд Казахстана и альпид Тихоокеанского пояса. Они образовались в интервале 1890 (самый молодой исходный возраст циркона) – (1825 ± 12) (рвущие их граниты) млн лет назад. Зерна циркона с датировками 1830 млн лет вряд ли отвечают времени формирования вторичных кварцитов, так как этот возраст близок времени формирования рвущих гранитов, в которых кварциты слагают ксенолиты.

Появление силлиманита мы связываем со спецификой формирования вторичных кварцитов в раннем докембрии. Подобно корунду из вторичных кварцитов фанерозойского возраста, изученный силлиманит не образуется под влиянием регионального метаморфизма (нет следов замещения ранних ассоциаций), а кристаллизуется непосредственно из флюида. Вторичные кварциты со средним содержанием SiO_2 около 93 мас. % истощены всеми элементами, единственным исключением являются большие концентрации Си и Мо по сравнению с исходными гнейсами и железоглиноземистыми метасоматитами, которые, в свою очередь, аномально обогащены литием.

Аномальные содержания лития в железоглиноземистых метасоматитах указывают на принципиально новый тренд концентрирования этого элемента в породах земной коры.

Накопление меди и молибдена в кварцитах и лития в железоглиноземистых метасоматитах позволяет предполагать наличие нового типа оруденения в этих образованиях, что также может быть индикатором островодужной геодинамической ситуации, естественно, с учетом раннедокембрийской специфики.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Виноградов А.П. (1962) Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. *Геохимия*, (7), 555-565.
- Гавриленко В.В., Сахоненко В.В. (1986) Основы геохимии редких литофильных металлов. Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 172 с.
- Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. (1964) В 3 т. (Под ред. К.А. Власова). Т. 1. М.: Наука, 687 с.
- Загорский В.Е., Владимиров А.Г., Макагон В.М. и др. (2014) Крупные поля сподуменовых пегматитов в обстановках рифтогенеза и постколлизийных сдвигово-раздвиговых деформаций континентальной литосферы. *Геология и геофизика*, (2), 237-251.
- Кокс К.Г., Белл Дж. Д., Панкхерст Р. Дж. (1982) Интерпретация изверженных горных пород. М.: Недра, 414 с.
- Красоткина А.О., Скублов С.Г., Кузнецов А.Б., Макеев А.Б., Астафьев Б.Ю., Воинова О.А. (2020) Первые данные о возрасте (U-Pb, Shrimp-II) и составе циркона из уникального Ярегского нефтетитанового месторождения (Южный Тиман). *Докл. АН. Науки о Земле*, **495**(2), 9-17. DOI: 10.31857/S2686739720120063
- Кузнецов Н.Б., Балусев А.С., Терехов Е.Н., Колодяжный С.Ю., Пржиялговский Е.С., Романюк Т.В., Дубенский А.С., Шешуков В.С., Ляпунов С.М., Баянова Т.Б., Серов П.А. (2021) О времени формирования Кандакшского и Керещского грабенов палеорифтовой системы Белого моря в свете новых данных изотопной геохронологии. *Геодинамика и тектонофизика*. **12**(3), 570-607. <https://doi.org/10.5800/GT-2021-12-3-0540>
- Лютюев В.П., Терехов Е.Н., Макеев А.Б., Лысюк А.Ю. (2016а) Первые данные о составе и спектроскопии кварцсодержащих пород острова Большой Тютерс. *Изв. вузов, сер. Геология и разведка*, (3), 19-27.
- Лютюев В.П., Терехов Е.Н., Макеев А.Б., Лысюк А.Ю., Головатая О.С. (2016б) Кварц острова Большой Тютерс: спектроскопические исследования. *Минералогия техногенеза*, (18), 88-108.
- Макеев А.Б., Борисовский С.Е. Красоткина А.О. (2020) Химический состав и возраст монацита и куларита из титановых руд Пижемского и Ярегского месторождений (Средний и Южный Тиман). *Георесурсы*, **22**(1) 6 22-31. DOI: 10.18599/grs.2020.1.22-31
- Медно-порфировые месторождения. (2001) (А.И. Кривцов, В.С. Звездов, И.Ф. Мигачев, О.В. Минина). М.: ЦНИГРИ, 232 с.
- Мишн М.В. (2018) Геодинамическая интерпретация объемной модели глубинного строения Свекофеннского аккреционного орогена. *Тр. КарНЦ РАН*, (2), 62-76. <https://doi.org/10.17076/geo698>
- Мишин Л.Ф., Бердников Н.В. (2010) Индикаторная роль высокоглиноземистых вторичных кварцитов при поисках рудных месторождений. *Руды и металлы*, (3), 14-24.
- Морозов Ю.А., Терехов Е.Н., Матвеев М.А., Окина О.И. (2022а) Геохимические метки совместной структурно-вещественной эволюции чехла и фундамента (свекофенниды Северного Приладожья, Россия). *Геодинамика и тектонофизика*, **13**(3). <http://dx.doi.org/10.5800/gt-2022-13-3-0636>
- Морозов Ю.А., Матвеев М.А., Романюк Т.В., Смольская А.И., Терехов Е.Н., Баянова Т.Б. (2022б) U-Pb датирование силлоподобных (пластинчатых) тел раннекинематической серии габбро-диоритов-гранодиоритов в покровно-складчатом ансамбле свекофеннид Приладожья. *Докл. АН. Науки о Земле*,

- 507(1), 13-22. DOI: 10.31857/S2686739722601260
- Морозова Л.Н. (2018) Колмозерское литиевое месторождение редкометалльных пегматитов: новые данные по редкоземельному составу (Кольский полуостров). *Литосфера*, **18**, (1), 82-98.
- Мысцова Т.А., Милькевич Р.И., Львов П.А. (2012) U-Pb геохронология (SHRIMP-II) цирконов из метаосадков ладожской серии (Северное Приладожье, Балтийский щит). *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **20**(2), 55-67.
- Наковник Н.И. (1968) Вторичные кварциты СССР и связанные с ними месторождения полезных ископаемых. М.: Недра, 335 с.
- ОСТ 41-08-212-04 "Нормы погрешности при определении химического состава минерального сырья и классификация методик лабораторного анализа по точности результатов". (2006) М.: РИС. ВИМС, 24 с.
- Поленов Ю.А., Огородников В.И., Савичев А.Н. (2013) Редкоземельные элементы в кварц-жильных образованиях Урала и их индикативная роль. *Литосфера*, (2), 105-119.
- Романюк Т.В., Ткачев А.В. (2010) Геодинамический сценарий формирования крупнейших мировых миоцен-четвертичных бор-литиевых провинций. М.: Светоч Плюс, 304 с.
- Рябова Е.А., Рябова А.А., Малее Д.Ю., Мишин Л.Ф. (2012) Индикаторная роль вторичных кварцитов при поисках рудных месторождений. *Научно-техническое и экономическое сотрудничество стран АТР в XXI веке*. Т. 1, 166-171.
- Скублов С.Г., Терехов Е.Н., Кузнецов Н.Б., Макеев А.Б., Салимгареева Л.И. (2024) U-Pb (SHRIMP-II) возраст циркона из гранитов о-ва Большой Тютерс (Финский залив, Россия) и проблема интерпретации нижнего пересечения дискордии. *Докл. АН. Науки о Земле*, **517**(1), 1165-1176. DOI: 10.1134/S1028334X24601573
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан. (1988) Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир, 384 с.
- Терехов Е.Н., Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Матвеев М.А., Макеев А.Б., Новикова А.С., Гущина М.Ю., Дубенский А.С., Шешуков В.С., Юрманов А.А. (2024) U-Pb возраст циркона из палеопротерозойских вторичных кварцитов о. Большой Тютерс и песчаного матрикса конгломератов раннерифейской хогландской серии о. Гогланд (Финский залив): особенности предрифейского перерыва в осадконакоплении на северо-востоке Восточно-Европейской платформы. *Геодинамика и тектонофизика*, **15**, (4), Статья 0766. doi:10.5800/GT-2024-15-4-0766.
- Терехов Е.Н., Макеев А.Б., Прокофьев В.Ю., Щербакова Т.Ф., Балувев А.С., Ермолаев Б.В. (2017) О природе вторичных кварцитов острова Большой Тютерс (Финский залив, Россия). *Литосфера*, **17**(6), 97-115.
- Терехов Е.Н., Макеев А.Б., Скублов С.Г., Окина О.И., Максимова Ю.А. (2023). Кварцевые порфиры внешних островов Финского залива – вулканические комагматы гранитов рапакиви. *Вулканология и сейсмология*, (6), 101-121. DOI: 10.31857/S020303062370030X
- Терехов Е.Н., Щербакова Т.Ф. (2006) К вопросу о происхождении положительной Eu аномалии в кислых породах восточной части Балтийского щита. *Геохимия*, (5), 483- 500.
- Черкасов Г.Н. (2016) Золото в массивах вторичных кварцитов западной части Алтае-Саянской складчатой области и перспективы поисков в ней крупно-объемных золоторудных месторождений. *Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири – Geology and mineral resources of Siberia*, **4**(28), 53-62.
- Щербакова Т.Ф., Терехов Е.Н. (2019) Геохимия силлиманит-магнетит-каолининовых метасоматитов острова Большой Тютерс (Финский залив, Россия). *Геохимия*, (6), 605-617.
- Cagnard F., Gapais D., Barbey P. (2007) Collision tectonics involving juvenile crust: The example of the southern Finnish Svecofennides. *Precamb. Res.*, **154**, 125-141.
- Elhlou S., Belousova E.A., Griffin W.L., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. (2006) Trace element and isotopic composition of GJ-red zircon standard by laser ablation. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **70**(18), A158.
- Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. (2008) GLITTER: Data reduction software for laser ablation ICP-MS. *Laser Ablation ICP-MS in the Earth Sciences: Current Practices and Outstanding Issues*. (Ed. P.J. Sylvester) (Mineral. Assoc. Can. Short Course, **40**), 308-311.
- Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. (2004) The Application of Laser Ablation-Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry to in Situ U-Pb Zircon. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.06.017>
- Koopmans L., Martins T., Linnen R., Gardiner N., Breasley C., Palin R., Groat L., Silva D., Robb L. (2024) The formation of lithium-rich pegmatites through multi-stage melting. *Geology*, **52**(1), 7-11. <https://doi.org/10.1130/G51633.1>
- Lahtinen R., Nironen M. (2010) Paleoproterozoic lateritic paleosol-ultra-mature/mature quartzite-meta-arkose successions in southern Fennoscandia – intra-orogenic stage during the Svecofennian orogeny. *Precamb. Res.*, **183**(4), 770-790.
- Nakamura N. (1974) Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **38**, 757-775.
- Nironen M., Korja A., Heikkinen P. (2006) A geological interpretation of the upper crust along FIRE 2 and FIRE 2A. *Geol. Surv. Finland, Spec. Paper*, **43**, 77-103.
- 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. *Geostand. Geoanal. Res.*, **40**, 583-597. <https://doi.org/10.1111/ggr.12124>
- Sláma J., Košler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hanchar J.M., Horstwood M.S.A., Morris G.A. et al. (2008) Plešovice Zircon – A New Natural Reference Material for U-Pb and Hf Isotopic Microanalysis. *Chem. Geol.*, **249**(1-2), 1-35. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.11.005>
- Wiedenbeck M., Hanchar J.M., Peck W.H., Sylvester P., Valley J., Whitehouse M., Kronz A., Morishita Y. et al. (2004) Further Characterisation of the 91500 Zircon Crystal. *Geostand. Geoanal. Res.*, **28**(1), 9-39. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2004.tb01041.x>

REFERENCES

- Cagnard F., Gapais D., Barbey P. (2007) Collision tectonics involving juvenile crust: The example of the southern Finnish Svecofennides. *Precamb. Res.*, **154**, 125-141.

- Cherkasov G.N. (2016) Gold in secondary quartzite massifs of the western part of the Altai-Sayan folded region and prospects of prospecting for large-volume gold deposits in it. *Geology and mineral resources of Siberia*, **4**(28), 53-62. (In Russ.)
- Copper porphyry deposits. (2001) (A.I. Krivtsov, V.S. Zvezdov, I.F. Migachev, O.V. Minina). Moscow: TsNIGRI Publ., 232 p. (In Russ.)
- Elhlou S., Belousova E.A., Griffin W.L., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. (2006) Trace element and isotopic composition of GJ-red zircon standard by laser ablation. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **70**(18), A158.
- Gavrilenko V.V., Sakhonenok V.V. (1986) Basics of geochemistry of rare lithophilic metals. Leningrad, Izd-vo Leningradskogo un-ta, 172 p. (In Russ.)
- Geochemistry, mineralogy and genetic types of rare element deposits. (1964) (Ed. K.A. Vlasov). In 3 v. V. 1. Moscow, Nauka Publ., 687 p. (In Russ.)
- Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. (2008) GLITTER: Data reduction software for laser ablation ICP-MS. *Laser Ablation ICP-MS in the Earth Sciences: Current Practices and Outstanding Issues*. (Ed. P.J. Sylvester) (Mineral. Assoc. Can. Short Course, **40**), 308-311.
- Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. (2004) The Application of Laser Ablation-Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry to in Situ U-Pb Zircon. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.06.017>
- Koks K.G., Bell J.D., Pankkherst R.J. (1982) Interpretation of eruptive rocks. Moscow, Nedra Publ., 414 p. (In Russ.)
- Koopmans L., Martins T., Linnen R., Gardiner N., Breasley C., Palin R., Groat L., Silva D., Robb L. (2024) The formation of lithium-rich pegmatites through multi-stage melting. *Geology*, **52**(1), 7-11. <https://doi.org/10.1130/G51633.1>
- Krasotkina A.O., Skublov S.G., Kuznetsov A.B., Makeyev A.B., Astafiev B.Y., Voinova O.A. (2020) First data on the age (U-Pb, Shrimp-II) and composition of zircon from the unique Yaregsky petrotitanium deposit (South Timan). *Dokl. Akad. Nauk. Nauki o Zemle*, **495**(2), 9-17. (In Russ.) DOI: 10.31857/S2686739720120063
- Kuznetsov N.B., Baluev A.S., Terekhov E.N., Kolodyazhny S.Y., Przhivalgovsky E.S., Romaniuk T.V., Dubensky A.S., Sheshukov V.S., Lyapunov S.M., Bayanova T.B., Serov, P.A. (2021) On the timing of formation of the Kandalaksha and Keretsky grabens of the White Sea paleorift system in the light of new data of isotope geochronology. *Geodynam. Tectonophys*, **12**(3), 570-607. <https://doi.org/10.5800/GT-2021-12-3-0540>
- Lahtinen R., Nironen M. (2010) Paleoproterozoic lateritic paleosol-ultra-mature/mature quartzite-meta-arkose successions in southern Fennoscandia – intra-orogenic stage during the Svecofennian orogeny. *Precamb. Res.*, **183**, (4), 770-790.
- Lyutov V.P., Terekhov E.N., Makeyev A.B., Lysyuk A.Yu. (2016a) First data on the composition and spectroscopy of quartz-bearing rocks of Bolshoi Tyuters Island. *Izv. Vuzov, ser. Geologia i Razvedka*, (3), 19-27. (In Russ.)
- Lyutov V. P., Terekhov E.N., Makeyev A.B., Lysyuk A.Y., Golovataya O.S. (2016b) Quartz of Bolshoi Tyuters Island: spectroscopic studies. *Mineralogia Tekhnogeneza*, (18), 88-108. (In Russ.)
- Makeyev A.B., Borisovskii S.E., Krasotkina A.O. (2020) Chemical composition and age of monazite and kulanite from titanium ores of Pizhemskeye and Yaregskoye deposits (Middle and South Timan). *Georesursy*, **22**(1), 22-31. (In Russ.) DOI: 10.18599/grs.2020.1.22-31
- Mintz M.V. (2018) Geodynamic interpretation of a volumetric model of the depth structure of the Svecofennian accretionary orogen. *Trudy KarNTs RAN*, (2), 62-76. (In Russ.) <https://doi.org/10.17076/geo698>
- Mishin L.F., Berdnikov N.V. (2010) Indicator role of high alumina secondary quartzites in the search for ore deposits. *Rudy i Metally*, (3), 14-24. (In Russ.)
- Morozov Yu.A., Matveev M.A., Romaniuk T.V., Smul'skaya A.I., Terekhov E.N., Bayanova T.B. (2022a) U-Pb dating of sill-like (lamellar) bodies of the early kinematic gabbrodiorite-granodiorite series in the cover-folding ensemble of the Secaucofennides of the Ladoga region. *Dokl. AN. Nauki o Zemle*, **507**(1), 13-22. (In Russ.) DOI: 10.31857/S2686739722601260
- Morozov Yu.A., Terekhov E.N., Matveev M.A., Okina O.I. (2022b) Geochemical markers of joint structural and material evolution of the cover and basement (Svecofennides of the Northern Ladoga region, Russia). *Geodynam. Tectonophys*, **13**(3). (In Russ.)
- Morozova L.N. (2018) Kolmozerskoye lithium deposit of rare-metal pegmatites: new data on rare-element composition (Kola Peninsula). *Lithosphere (Russia)*, **18**(1), 82-98. (In Russ.)
- Myskova T.A., Mil'kevich R.I., L'vov P.A. (2012) U-Pb geochronology (SHRIMP-II) of zircons from meta-sediments of the Ladoga series (Northern Ladoga, Baltic Shield). *Stratigrafiya. Geol. Korrelyatsiya*, **20**(2), 55-67. (In Russ.)
- Nakovnik N.I. (1968) Secondary quartzites of the USSR and related mineral deposits. Moscow, Nedra Publ., 335 p. (In Russ.)
- Nironen M., Korja A., Heikkinen P. (2006) A geological interpretation of the upper crust along FIRE 2 and FIRE 2A. *Geol. Surv. Finland, Spec. Paper*, **43**, 77-103.
- Okina O., Lyapunov S., Avdosiyeva 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. *Geostand. Geoanal. Res.*, **40**, 583-597. <https://doi.org/10.1111/ggr.12124>
- OST 41-08-212-04 "Standards of error in determining the chemical composition of mineral raw materials and classification of methods of laboratory analysis by accuracy of results". 2006. Moscow, RIS. VIMS Publ., 24 p. (In Russ.)
- Polenov Yu.A., Ogorodnikov V.I., Savichev A.N. (2013) Rare earth elements in quartz vein formations of the Urals and their indicative role. *Lithosphere (Russia)*, (2), 105-119. (In Russ.)
- Romanyuk T.V., Tkachev A.V. (2010) Geodynamic scenario of the formation of the world's largest Miocene-Quaternary boron-lithium provinces. Moscow, Svetoch Plus Publ., 304 p. (In Russ.)
- Ryabova E.A., Ryabova A.A., Malee D.Yu., Mishin L.F. (2012) Indicator role of secondary quartzites in the search for ore deposits. *Scientific, Technical, and Economic Cooperation between the APR Countries in the 21st Century*. V. 1, 166-171. (In Russ.)
- Shcherbakova T.F., Terekhov E.N. (2019) Geochemistry of sillimanite-magnetite-kaolinite metasomatites from Bolshoi Tyuters Island (Gulf of Finland, Russia). *Geokhimiya*, (6), 605-617. (In Russ.)

- Skublov S.G., Terekhov E.N., Kuznetsov N.B., Makeyev A.B., Salimgaraeva L.I. (2024) U-Pb (SHRIMP-II) age of zircon from granites of Bolshoy Tyuters Island (Gulf of Finland, Russia) and the problem of interpretation of the lower discordia intersection. *Dokl. Akad. Nauk. Nauki o Zemle*, **517**(1), 1165-1176. (In Russ.) DOI: 10.1134/S1028334X24601573
- Sláma J., Košler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hanchar J.M., Horstwood M.S.A., Morris G.A. et al. (2008) Plešovice Zircon – A New Natural Reference Material for U-Pb and Hf Isotopic Microanalysis. *Chem. Geol.*, **249**, (1-2), 1-35. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.11.005>
- Taylor S.R., McLennan S.M. (1985) *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Oxford, London, Edinburgh, Boston, Palo Alto, Melbourne. 312 p.
- Terekhov E.N., Kuznetsov N.B., Romanyuk T.V., Matveev M.A., Makeyev A.B., Novikova A.S., Gushchina M.Y., Dubenskii A.S., Sheshukov V.S., Yurmanov A.A. (2024) U-PB age of zircon from Paleoproterozoic secondary quartzites of Bolshoi Tyuters Island and sandy matrix of conglomerates of the Early Rheanian Khogland series of Khogland Island. Bolshoi Tyuters Island and sandy matrix of conglomerates of the Early Rheanian Khogland series of Gogland Island (Gulf of Finland): peculiarities of the PreRiphean hiatus in sedimentation in the northeast of the East European Platform. *Geodynam. Tectonophys.*, **15**(4), Article 0766. (In Russ.) doi:10.5800/GT-2024-15-4-0766
- Terekhov E.N., Makeyev A.B., Prokof'ev V.Y., Shcherbakova T.F., Baluev A.S., Ermolaev B.V. (2017) On the nature of secondary quartzites of Bolshoy Tyuters Island (Gulf of Finland, Russia). *Lithosphere (Russia)*, **17**(6), 97-115. (In Russ.)
- Terekhov E.N., Makeyev A.B., Skublov S.G., Okina O.I., Maksimova Y.A. (2023) Quartz porphyries of the outer islands of the Gulf of Finland – volcanic komagmata of Rapakivi granites. *Vulkanologiya i Seismologiya*, (6), 101-121. (In Russ.) DOI: 10.31857/S020303062370030X
- Terekhov E.N., Shcherbakova T.F. (2006) On the origin of the positive Eu anomaly in acidic rocks of the eastern part of the Baltic Shield. *Geokhimiya*, (5), 483-500. (In Russ.)
- Vinogradov A.P. (1962) Average contents of chemical elements in the main types of eruptive rocks of the Earth's crust. *Geokhimiya*, (7), 555-565. (In Russ.)
- Wiedenbeck M., Hanchar J.M., Peck W.H., Sylvester P., Valley J., Whitehouse M., Kronz A., Morishita Y. et al. (2004) Further Characterisation of the 91500 Zircon Crystal. *Geostand. Geoanal. Res.*, **28**(1), 9-39. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2004.tb01041.x>
- Zagorskii V.E., Vladimirov A.G., Makagon V.M. et al. (2014) Large fields of spodumene pegmatites in settings of riftogenesis and post-collisional strike-slip deformation of continental lithosphere. *Geologiya i Geofizika*, (2), 237-251. (In Russ.)