

УДК 551.72+551.21(470.22)

РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ПОЛИМИГМАТИТЫ В ЗОНЕ ГРАНУЛИТОВОЙ ФАЦИИ МЕТАМОРФИЗМА: ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ, ВОЗРАСТ И ДЛИТЕЛЬНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ (Северное Приладожье)

Ш.К. Балтыбаев^{1,2}, А.В. Юрченко¹, Н.Г. Ризванова¹, Э.С. Вивдич¹,
О.Л. Галанкина¹, Е.Б. Борисова¹

¹Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 190034, Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2, Россия

²Санкт-Петербургский государственный университет,
199034, Санкт-Петербург, Университетская наб., 7, Россия

Полимигматиты в раннепротерозойском метаморфическом комплексе Северного Приладожья позволяют проследить эволюцию физико-химических условий анатексиса при метаморфизме пород. P - T -параметры на начальной стадии плавления анатектических лейкосом отвечают условиям гранулитовой фации метаморфизма: $P = 5.5\text{—}6.2$ кбар, $T = 720\text{—}810$ °С. На регрессивной ветви метаморфизма эволюция P - T -параметров характеризуется сопряженным спадом давления и температуры до $P \sim 4$ кбар, $T = \sim 550$ °С. Позднейшие инъекционные гранитные жилы внедряются в условиях широкого развития хрупких деформаций. Такой тренд метаморфизма коррелирует со сменой минеральных метаморфических парагенезисов в мигматизированных гнейсах и соответствует закономерным изменениям составов минералов. Наблюдается смена составов новообразованного лейкократового вещества от плагиогранитов к гранитам, если плавлению подвергаются плагиогнейсы, а при плавлении глиноземистых гнейсов выплавки изначально имеют гранитный состав. Образование лейкосом и инъекционных гранитных жил в гранулитовой области Северного Приладожья происходило 1875—1865 млн л. н. в результате многостадийного плавления и смене P - T -условий от гранулитовой фации метаморфизма к амфиболитовой. Датирование серий лейкосом и инъекционных гранитных жил из полимигматитов Лахденпохской и Приозерской зон Северного Приладожья показывает, что общая продолжительность кристаллизации гранитоидного вещества лейкосом и жил в сравниваемых зонах не была одинакова. Исходя из этого, допускается появление разновозрастных интрузий коровых гранитов в результате одной термальной активности, но при плавлении вещественно контрастных толщ.

Свекофенниты, мигматиты, лейкосома, U-Pb датирование, длительность мигматизации, Северное Приладожье

EARLY PROTEROZOIC POLYMIGMATITES IN A ZONE OF GRANULITE METAMORPHISM: P - T -X CONDITIONS, AGE, AND DURATION OF MIGMATIZATION (Northern Ladoga area, Russia)

S.K. Baltybaev, A.V. Yurchenko, N.G. Rizvanova, E.S. Vivdich, O.L. Galankina, E.B. Borisova

Polymigmatites in the Early Proterozoic metamorphic complex of the Northern Ladoga area trace the evolution of thermodynamic conditions during anatexis. The P - T conditions inferred for anatectic leucosome correspond to the onset of partial melting under granulite facies conditions of 5.5–6.2 kbar and 720–810 °C. After the peak of metamorphism, pressure and temperature show a coupled decrease to 4 kbar and ~550 °C, respectively. The latest granitic veins were intruded into metamorphic rocks during an event of brittle deformation. The P - T trend correlates with changes in migmatitic mineral assemblages and in chemistry of minerals. Newly formed leucocratic material changed from plagiogranitic to granitic composition when melting involved plagiogneiss but melt derived from Al-rich metapelite remained granitic. The analyzed leucosomes and granitic veins originated by multistage melting, under P - T conditions changing from granulite to amphibolite facies, between 1875 and 1865 Ma. Judging by their ages, the leucosome and granitic vein bodies from the Lakhdenpohkia and Priozersky zones of the area differed in the total duration of crystallization. Therefore, a single thermal event involving different lithologies can produce intrusions of different ages.

Svecofennides, migmatites, leucosome, U-Pb dating, duration of migmatization, Northern Ladoga

ВВЕДЕНИЕ

Мигматиты — крайне характерные породы для Свекофеннского аккреционного пояса, поскольку их появлению способствовали условия существования повышенных температур на орогенической стадии развития этой крупнейшей палеопротерозойской структуры Фенноскандинавского щита. Помимо того, что анатектические мигматиты служат индикатором высокотемпературного прогрева толщ, при

© Балтыбаев Ш.К., Юрченко А.В., Ризванова Н.Г., Вивдич Э.С., Галанкина О.Л., Борисова Е.Б., 2024

✉ e-mail: shauket@mail.ru

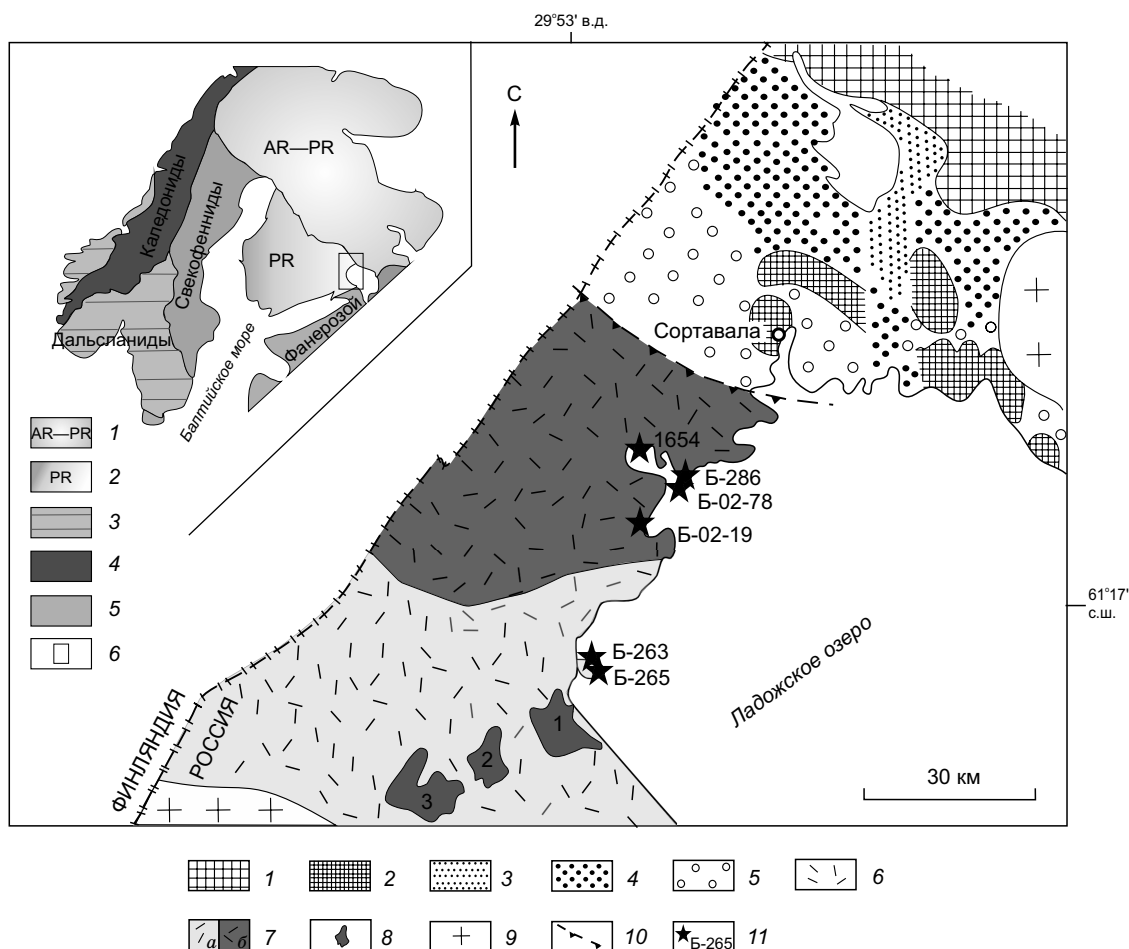


Рис. 1. Схематическая карта участка исследования с выделением Приозерской и Лахденпохской мигматитовых зон и отображением местоположения ключевых обнажений.

1 — выступ архейского кристаллического фундамента Карельского кртона; 2 — архейский фундамент в ядрах гнейсово-купольных структур; 3–6 — нижнепротерозойский вулканогенно-осадочный покров, метаморфизованный в фациях биотит-хлоритовых сланцев (3), ставролитовых и андалузитовых сланцев (4), силлиманит-мусковитовых и силлиманит-ортоклазовых гнейсов (5), гранат-кордиеритовых-калишпатовых и гиперстеновых гнейсов, в том числе мигматизированных (6); 7 — мигматитовые зоны: Приозерская (а) и Лахденпохская (б); 8 — гранитные массивы: 1 — Кузнеченский, 2 — Бородинский, 3 — Лазурный; 9 — граниты-рапакивы; 10 — надвиг, разделяющий протерозойский свекофеннский блок от архей-протерозойских пород окраины Карельского кртона; 11 — местоположение и номера обнажений. На врезке: положение свекофеннид в структурах региона. 1 — архейские породы Фенноскандинавского щита (интракратонные протерозойские структуры для упрощения схемы не показаны), 2 — свекофенниды, 3 — дальсланиды, 4 — каледониды, 5 — рифейский чехол, 6 — участок исследования. При выделении мигматитовых зон использованы авторские данные.

котором начинается их плавление, они являются удобным объектом для оценки относительного и абсолютного возраста пород благодаря появлению нового гранитоидного материала, занимающего ясную структурно-геологическую позицию и обычно содержащего новообразованные минералы — изотопные минеральные геохронометры. Еще одним несомненным достоинством мигматитов является возможность проследить по последовательности лейкосом, как менялись физико-химические условия минералообразования на разных стадиях метаморфизма пород, и тем самым оценить также эволюцию PTX^1 -параметров.

Многочисленные работы по мигматитам Северного Приладожья [Мигматизация..., 1985; Балтыбаев, 2002; Седова, Глебовицкий, 2002; Седова и др., 2009], включая ставшие классическими, положившие основу для их морфологической классификации [Судовиков, 1955], были посвящены в основном морфологическим, петрогеохимическим особенностям процесса мигматизации и образующихся мигматитов. В них не рассматривалась детально эволюция составов минералов в различных компонентах мигматитов, особенно изученных в пределах локальных обнажений. Синтезирование же материала по разрозненным проявлениям мигматитов неизбежно сталкивалось с проблемами корреляции как событий

¹ P — давление, T — температура, X — химический/минеральный состав среды, t — возраст.

мигматитообразования, так и их производных, особенности которых во многом определяются локальными (химическими, реологическими и т.п.) параметрами среды. Несмотря на перспективность изучения мигматитов для расшифровки метаморфической эволюции пород, достаточно мало уделялось внимание термодинамическим условиям и оценке возрастной последовательности их формирования (в частности, лейкосомам), хотя они являются уникальной средой консервации меняющихся физико-химических и термодинамических параметров минералообразования.

U-Pb датирование мигматитообразования по циркону лейкосом не всегда позволяет однозначно интерпретировать полученные результаты из-за значительной аналитической погрешности определения возраста, иногда превышающей длительность процесса мигматитообразования. Использование для этой цели U-Pb датирования монацита позволяет добиться меньшей аналитической погрешности при определении времени кристаллизации лейкосом и жил, чему уделяется основное внимание в данной публикации. Следует добавить, что мигматиты выгодно отличаются от других метаморфических пород тем, что позволяют определить не только время проявления высокотемпературного метаморфизма, но и датировать начало и конец этого процесса, узнать длительность протекания частичного плавления с формированием полимигматитов — пород, содержащих несколько генераций гранитного материала разного уровня зарождения. С учетом вышесказанного, эти и другие особенности полимигматитов Северного Приладожья, обнажающихся в составе высокотемпературных и мигматизированных толщ юго-восточного окончания Свеклофеннского пояса (рис. 1), стали предметом нашего изучения с целью оценки *PTX*-условий их образования методами минеральной и мультиравновесной термобарометрии. Одновременно с U-Pb ID-TIMS датированием монацита оценивались время и длительность формирования гранитного материала, который в полимигматитах появляется в виде последовательных генераций лейкосом и инъекционных жил при многостадийном частичном плавлении гнейсов.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Образцы и пробы для минералого-петрологических и изотопных исследований отбирали в ходе нескольких полевых сезонов (2000—2022 гг.), специально посвященных изучению мигматитового комплекса Северного Приладожья. Всего было изучено более 360 петрографических шлифов из образцов с различным проявлением мигматизации. Из них было отобрано 42 пробы для детального минералогического и петрологического анализа, 16 проб лейкосом для U-Pb изотопного определения возраста по извлеченному монациту из каждой лейкосомы или жилы. Отметим, что в данной работе делается различие между терминами «лейкосом» и «жила», чтобы подчеркнуть анатектическую природу и *in situ* образование первых, в отличие от инъекционного (перемещенного) характера у вторых.

Учитывая вещественное разнообразие мигматизируемых толщ и локальные особенности протекания частичного плавления в зависимости от субстрата и его реологических свойств, при интерпретации эволюции *PTX*-параметров предпочтение отдавалось комплексному анализу максимально полной серии лейкосом и гранитных жил из конкретных обнажений. Этот подход позволяет избежать неопределенности, возникающей из-за сложности достоверной корреляции событий и *PT*-параметров мигматитообразования при сопоставлении лейкосом из разных обнажений. Отбор проб для исследования производился путем предварительной документации и разметки различных частей мигматитов и последующего их выпиливания с помощью пилы с алмазным диском.

Микронзондовые исследования минералов в прозрачно-полированных шлифах были произведены на сканирующем электронном микроскопе JSM-6510LA с энергодисперсионным спектрометром JED-2200 JEOL (ИГГД РАН). Условия анализа: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток 1 нА, ZAF-метод коррекции матричных эффектов. В качестве стандартных образцов состава использованы природные минералы, чистые оксиды и металлы. Предел обнаружения определяемых элементов — 0.1 мас. %. Выборочные составы минералов приведены в дополнительных материалах, Table S1 (https://sibran.ru/journals/Suppl.%20Baltynbaev_%20Table%20S1.xls).

Содержание химических элементов в породах определялось с применением рентгеноспектрального флуоресцентного метода анализа (XRF, ВСЕГЕИ). Анализируемый материал представляет собой плавленные таблетки диаметром 40 мм и весом 4 г в виде смеси порошковой пробы с флюсом (50 % метабората лития и 50 % тетрабората лития) в отношении 1:9, расплавленной в золото-платиновых тиглях и далее спрессованной с усилием 20 т. Нижний предел определения содержания оксидов составляет 0.01—0.03 мас. %, малых элементов — 2—5 г/т.

U-Pb изотопное исследование монацита. После извлечения с помощью тяжелых жидкостей монофракции монацита из каждой пробы лейкосомы зерна группировались с учетом их морфологии и размеров. В случае значительных различий по последнему параметру зерна разделяли на крупную (50—75 мкм и больше) и мелкую (< 50 мкм) фракции, которые в дальнейшем анализировались по отдельности. В зависимости от размеров кристаллов отдельная проба для изотопного анализа могла содержать от 8

до 20 зерен монацита, которые отбирали вручную под биноклем. Химическое разложение минерала проводилось во фторопластовых вкладышах, помещенных в кожухи из нержавеющей стали, в термостате при температуре 220 °С в течение 1 сут с использованием концентрированной кислоты HCl. Выделение U и Pb выполнялось по модифицированной методике Т.Е. Кроу [Krogh, 1973]. Для количественного определения Pb и U применялся смешанный индикатор ^{208}Pb - ^{235}U . Изотопный анализ Pb и U проводится на многоколлекторных масс-спектрометрах MAT-261 и TRITON TI в одноленточном режиме на Re катодах, предварительно отожженных в течение 30 мин при температуре 2000 ± 50 °С. Для измерений применялся силикатный эмиттер в смеси с H_3PO_4 . Коэффициенты фракционирования, определенные для Pb по измерениям NBS стандарта SRM-982, а для U по измерению природного образца, соответственно составили 0.1 ‰ и 0.08 ‰ на а. е. м. Холостое загрязнение не превышало 50 пг Pb и 10 пг U. Обработка данных проводилась по программам PbDAT [Ludwig, 1991] и ISOPLOT [Ludwig, 1999], при расчете возраста использованы общепринятые значения констант распада урана [Steiger, Jager, 1976]. Поправки на обычный свинец вводились в соответствии с модельными величинами [Stacey, Kramers, 1975]. Все ошибки приводились на уровне 2s.

Термобарометрические оценки параметров образования метаморфических минеральных парагенезисов в мигматизированных гнейсах и мигматитах производились методом мультиравновесной геотермобарометрии с помощью программы winTWQ [Berman, 1991, 2007] версии 2.64 с использованием термодинамической базы минералов для гранулитовых ассоциаций BA96A [Berman, 1988, 1991; Berman, Aranovich, 1996] и программы THERMOCALC с примечанием термодинамической базы данных минералов и моделей твердых растворов DS55 [Holland, Powell, 1998].

Наряду с мультиравновесной термобарометрией мы использовали минеральные геотермобарометры, основанные на равновесиях минералов переменного состава (гранат, ортопироксен, биотит, плагиоклаз, мусковит), для которых по петрографическим наблюдениям предполагались равновесные взаимоотношения. Перечень геотермобарометров приведен в таблице (см. доп. материалы, Table S2, https://sibran.ru/journals/Suppl.%20Baltynbaev_%20Table%20S2.xls).

СТАДИЙНОСТЬ МЕТАМОРФИЗМА МИГМАТИЗИРОВАННЫХ ГНЕЙСОВ В ГРАНУЛИТОВОЙ ЗОНЕ

Геологическое строение и представления об эволюции пород изученного региона представлены во многих публикациях, а обобщающие сведения и ссылки на эти работы приведены в большой коллективной монографии, изданной сравнительно недавно [Ладожская..., 2020].

Минеральные парагенезисы в породах гранулитовой зоны метаморфизма Северного Приладожья ранее [Шульдинер и др., 1997; Балтыбаев и др., 2000, 2004] позволили выделить три стадии метаморфических преобразований: раннюю, промежуточную и позднюю.

Ранняя стадия метаморфизма характеризуется минеральными парагенезисами гранулитовой фации: $\text{Opx}^2 + \text{Cpx} \pm \text{Grt} + \text{Amp} + \text{Pl}$, $\text{Grt} + \text{Opx} + \text{Bt} + \text{Pl} \pm \text{Kfs} + \text{Qz}$, $\text{Grt} + \text{Crd} \pm \text{Sil} + \text{Bt} + \text{Pl} \pm \text{Kfs} \pm \text{Qz}$ ($\pm \text{Spl}$). По составам Fe-Mg минералов из наиболее часто встречающейся ассоциации минералов в глиноземистых гнейсах — $\text{Grt-Crd-Bt-Pl-Sil-Kfs-Qz}$ — установлены диапазоны изменения температуры и давления для ранней стадии: $T = 790\text{—}825$ °С и $P = 5\text{—}6$ кбар. По объему образующихся лейкосом (< 10—15 % объема пород) мигматизация на этой стадии оценивается как слабая.

Промежуточная стадия метаморфизма. Характеризуется развитием минеральных парагенезисов амфиболитовой фации: $\text{Grt} + \text{Amp} + \text{Cpx} + \text{Pl}$, $\text{Amp} + \text{Pl} + \text{Qz}$, $\text{Grt} + \text{Bt} + \text{Pl} \pm \text{Kfs} + \text{Qz}$, $\text{Grt} + \text{Crd} \pm \text{Sil} + \text{Bt} + \text{Pl} \pm \text{Kfs} \pm \text{Qz}$. На этой стадии в результате ретроградных процессов происходят изменения минералов ранней стадии, что фиксируется по реакционным соотношениям граната с кордиеритом или гиперстеном в гранат-кордиеритовых и гранат-гиперстеновых гнейсах. Для гиперстеновых гранулитов также весьма характерно образование волокнистого куммингтонита по ортопироксену. Параметры промежуточной стадии, полученные по составам контактирующих зерен Fe-Mg минералов, изменяются в следующих пределах: $T = 820\text{—}590$ °С, а $P = 5.6\text{—}4.0$ кбар. На данной стадии интенсивно развита мигматизация (до 50 % и более лейкосом от объема пород).

Поздняя стадия метаморфизма характеризуется проявлением низкотемпературных минеральных преобразований андалузит-мусковитовой субфации (или андалузит-кордиерит-мусковитовая, по [Winkler, 1976]) амфиболитовой фации. В метапелитах широкое развитие получают слюды: мусковит, вторичный биотит. В метабазитах развиваются амфиболы актинолит-тремолитового ряда, часто проявлена хлоритизация, затрагивающая такие ранние темноцветные минералы, как гранат, пироксены, роговая обманка. На этой стадии повсеместно в гнейсах фиксируется замещение граната биотитом и биотит-плагиоклазовыми каймами, которое особенно интенсивно проявлено в тектонически ослабленных флюидопроницаемых зо-

² Сокращенные названия минералов, по [Whitney, Evans, 2010].

нах [Baltybaev et al., 2022]. Ассоциации новообразованных минералов в метапелитах отвечают поллю устойчивости андалузита: в шлифах встречается замещение калиевого полевого шпата согласно реакции



По минеральным термобарометрам условия поздней стадии метаморфизма оцениваются: $T = 450\text{—}550\text{ }^\circ\text{C}$ при $P = 2\text{—}4$ кбар. Признаки плавления пород на этой стадии отсутствуют, происходят жильные инъекции материала гранитного состава.

ХАРАКТЕР ПРОЯВЛЕНИЯ МИГМАТИЗАЦИИ ПРИ МНОГОСТАДИЙНОМ МЕТАМОРФИЗМЕ ГНЕЙСОВ И ЛАТЕРАЛЬНЫЕ РАЗЛИЧИЯ В ПОЛИМИГМАТИТАХ ПРИЛАДОЖЬЯ

Мигматизация ранней стадии. С ранней стадией метаморфизма связано образование 1-й и 2-й генераций анатектических лейкосом мигматитов. Это чаще всего маломощные (до 1—3 см) лейкосомы, сохранившиеся в виде прожилков или их фрагментов, расположенных согласно или субсогласно с направлением сланцеватости вмещающих пород. Лейкосомы участвуют в изоклинальных, часто переориентированных складках. Мигматиты этой стадии содержат гиперстен в мезосомах, а иногда и в лейкосомах. Контакты лейкосом с меланосомой нечеткие, но иногда встречается разграничивающая их биотитовая кайма. Сохранившихся генераций лейкосом обычно менее 10 % объема всех мигматизируемых пород обнажения.

Мигматизация промежуточной стадии. В большинстве пород, особенно метапелитах, эта стадия проявлена сильно — с образованием большого количества полосчатых, линзовидно-полосчатых, отчасти сетчатых мигматитов. Мигматизация промежуточной стадии затрагивает также ранне- и синорогенные эндрбиты и диориты. Мигматиты часто содержат не только лейкосому, но и мезосому, которые различаются количественными и/или качественными соотношениями фельзических и мафических минералов или их зернистостью. Чистые меланосомы редки. Цветных минералов в лейкосомах обычно немного: они представлены гранатом, биотитом, реже кордиеритом и силлиманитом (последние два встречены в виде единичных кристаллов). В мезосомах биотит, гранат, кордиерит и силлиманит занимают до 40 % объема. Хотя гранат и кордиерит в породах Приладожья часто сосуществуют, в мигматитах гранат обычно локализуется в лейкосомах, а кордиерит — в мезосомах (кроме двух случаев из многих сотен наблюдений). Калиевый полевой шпат почти всегда обнаруживается в лейкосомах метапелитов, тогда как для мезосом он не характерен. Содержание калиевого полевого шпата возрастает от ранних к поздним генерациям лейкосом. Всего же на этой стадии образуются от 2 до 4 генераций лейкосом, что фиксируется по их непосредственным взаимоотношениям в породе и, соответственно, относительному возрасту. Мощность лейкосом меняется значительно (1—20 см), что определяется особенностями составов гнейсов или локальными тектоническими факторами.

В мигматизированных гнейсах часты реакционные каймы кордиерита вокруг граната или на контакте граната с мезосомой. Обычно такие кордиеритовые каймы не несут следов рассланцевания, хотя одновременно с ними наблюдаются, например, катализированные порфиروبласты микроклина.

Несмотря на начало регрессивного метаморфизма, мигматизация пород на промежуточной стадии увеличивается: лейкосом становится значительно больше. По визуальным оценкам, объем лейкосом может достигать до половины и более объема мигматизированных толщ. Почти все новообразованные лейкосомы деформированны, участвуют в складчатости, которая, судя по наблюдениям, была неоднократной.

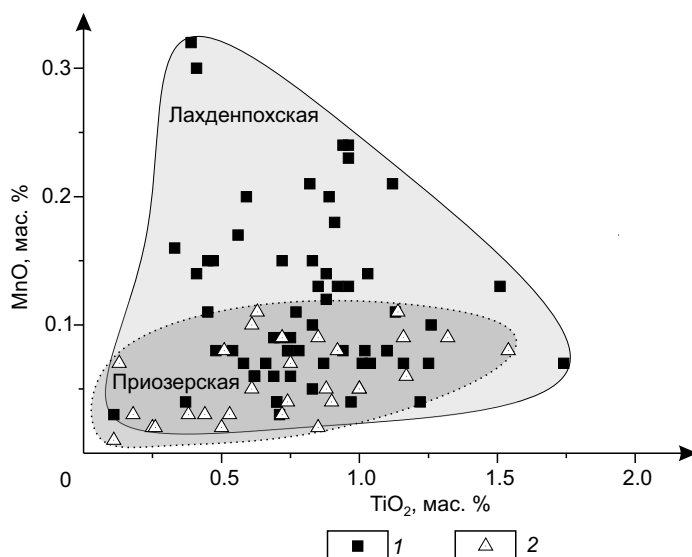
Мигматизация поздней стадии. Анатектическая мигматизация пород на поздней стадии не проявлена, но лейкосомы ранней и промежуточной стадий секутся жильным гранитным материалом. Строго говоря, на данной стадии мигматизацию следует рассматривать как инъекционного типа, хотя с высокой вероятностью можно предполагать появление этих жил в результате частичного плавления аналогичных гнейсов (окружающих эти мигматиты), но с последующим перемещением гранитного материала. Как правило, эти тела содержат крупные зерна полевого шпата (преобладает Kfs), вплоть до пегматитового строения. Жилы мощностью от 1—10 см до 1.0—1.5 м слабодеформированны, или же признаки деформаций в них отсутствуют.

Необходимо отметить одну особенность проявления мигматизации на территории Северного Приладожья — хорошую корреляцию между составами (и реологическими свойствами) мигматизируемых толщ и количеством лейкократового материала (а также морфологией, минеральным составом гранитного вещества). Латеральная неоднородность, проявленная в вещественном различии супрактальных толщ, ранее позволила выделить две геохимические зоны: «натриевую» Лахденпохскую и «калиевую» Приозерскую (см. рис. 1), которые отличаются, кроме особенностей составов пород (рис. 2), разным проявлением мигматизации [Балтыбаев и др., 2002]. В первой зоне развиты преимущественно плагиогнейсы, в то время как во второй они уступают место различным метапелитам, среди которых

Рис. 2. Диаграмма $\text{MnO}-\text{TiO}_2$ с отображением составов супракrustальных пород Лахденпохской (1) и Приозерской (2) мигматитовых зон Северного Приладожья.

преобладают высокоглиноземистые гнейсы. В этих двух зонах, кроме метаосадочных пород, специфично проявлены и гранитоиды: в Лахденпохской зоне доминируют плагиограниты в ассоциации с плагиомигматитами, в то время как в Приозерской — двуполевошпатовые граниты и мигматиты с лейкосомой гранитного состава.

Следует отметить, что простое сравнение пород двух вышеуказанных зон по содержанию петрогенных элементов не выявляет четких различий между ними, поскольку преимущественная «калиевость» или «натриевость» зон отражает объемное соотношение пород одинакового вещественного состава, которые есть в обеих зонах, но в разном количестве. Некоторое отличие пород сравниваемых зон можно наблюдать, например, при сопоставлении содержаний в них малых элементов, в частности марганца и титана (см. рис. 2). Наблюдаемое различие по малым элементам указывает, вероятно, на большую гомогенность составов протолитов метаморфических пород Приозерской зоны.



Последовательность и количество лейкосом в мигматитах Лахденпохской зоны (рис. 3, а, б). В толще гранат-биотитовых и гранат-гиперстеновых плагиогнейсов образуются до 7—8 генераций лейкосом и жил. Первые 3—5 генераций лейкосом обычно смяты в складки и в целом залегают конформно с вмещающими гнейсами. Этим они отличаются от более поздних слабдеформированных секущих пегматит-гранитных жил, которые на разных обнажениях прослеживаются по простиранию на десятки метров при мощности от первых сантиметров до 0.5—0.7 м. Минеральный состав лейкосом достаточно простой, часто друг от друга они отличаются только соотношением главных минералов: биотита, плагиоклаза, кварца, граната и калиевого полевого шпата. Характерна смена состава от плагиогранитного у ранних генераций лейкосом к гранитному у поздних.

Последовательность и количество лейкосом в мигматитах Приозерской зоны (см. рис. 3, в, г). По структурному положению, относительному возрасту, соотношениям лейкократовой и меланократовой частей в этой зоне можно выделить два типа мигматитов. Первый содержит от одной до трех генераций «рассеянных» или «послойных» маломощных (1—8 см) лейкосом, которые в целом ориентированы согласно со структурами вмещающих гнейсов. Второй тип также содержит 1—3 генерации лейкосом, однако последние отличаются относительно большей мощностью (до 20—30 см), частым присутствием структур будинажа и субсогласным положением. Вмещают оба типа мигматитов глиноземистые толщи с монотонными и грубополосчатыми пачками Grt-Bt и Grt-Bt-Crd-Sil , Bt-Sil , Bt-Sil-Crd гнейсов. Главными минералами лейкосом Приозерской зоны являются: плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварц, биотит, местами — гранат. Во вмещающих гнейсах (мезосоме) к этим минералам добавляется кордиерит, иногда с силлиманитом. Заметной эволюции составов от ранних лейкосом к поздним жилам в Приозерской зоне не наблюдается.

Более подробное описание составов лейкосом и жил в мигматитах двух зон будет дано ниже при описании обнажений, использованных для оценки времени и длительности мигматитообразования.

Учитывая, что в неоднократно мигматизированных породах лейкосому, мезо-, меланосому или рестит зачастую невозможно чисто выделить для количественного химического анализа, пока можно только говорить про основные тенденции изменения составов при частичном плавлении гнейсов по отобраным из разных обнажений пробам. На рисунке 4 приведены диаграммы Харкера с отображением компонентного состава выделяемых фрагментов мигматизированных пород Приозерской зоны. Как видно из этих диаграмм, лейкосома обогащается характерными для гранитов химическими элементами: K, Al, Si и обедняется: Fe, Mg, Ti и т.п. Эти же породы показаны на графиках распределения редких и редкоземельных элементов (рис. 5) и в целом демонстрируют однотипные распределения в соответствии с принадлежностью их к мезо-, меланосоме, лейкосоме или реститовому гнейсу.

О составах минералов ранних генераций лейкосом сложно судить достоверно, так как они были значительно изменены в ходе последующих событий. К тому же малая мощность лейкосом вызывает

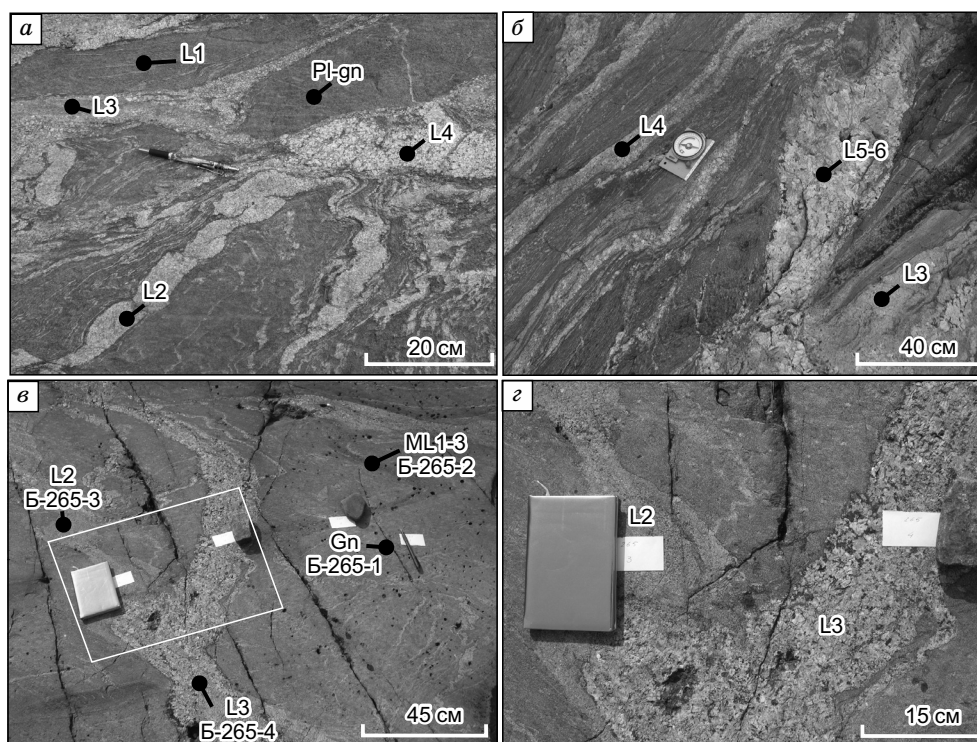


Рис. 3. Фотографии обнажений с проявлением мигматитов в гранулитовой области Северного Приладожья.

а — лейкосомы плагиомигматитов по плагиогнейсам (Pl-gn) Лахденпохской зоны; *б* — ранние лейкосомы плагиогранитов секутся инъекционными жилами пятой или шестой генерации (L5-6); мигматиты расположены вблизи обнажения 1654; *в* — лейкосомы гранитного состава в мигматизированных высокоглиноземистых гнейсах (Gn) Приозерской зоны, рядом с лейкосомой образуется мезосомы ML1-3; *г* — фрагмент фотографии, показанный на рисунке *в* прямоугольником. Обнажение Б-265.

дополнительные трудности с отделением их от вмещающих гнейсов. Результаты микрозондовых исследований прозрачно-полированных шлифов (см. Table S1) показали, что минералы из ранних лейкосом (биотит, полевые шпаты, гранат, ортопироксен) имеют близкий состав с аналогичными минералами из матрикса.

Сравнение химических составов минералов из последовательной серии лейкосом и гранитных жил, несмотря на их широкие колебания, выявляет некоторые особенности (рис. 6—8). Например, вариации основности зерен плагиоклаза из лейкосом составляют от ~ 0 до 40 An, что вполне сопоставимо с составами плагиоклаза из вмещающих гнейсов. Заметна тенденция к раскислению плагиоклаза от ранних гранитных обособлений к поздним (см. рис. 6), а у биотита увеличивается содержание антитового компонента (см. рис. 7). Это особенно заметно при сравнении составов биотита из гнейса, ранних генераций лейкосом и поздних жил (см. рис. 7). Магнезиальность ортопироксена либо совпадает с этим параметром Орх из матрикса (мезосомы), либо несколько ниже. Для граната из ранних лейкосом характерно относительно повышенное содержание пироба. В случае зональных зерен отчетливо выявляется тенденция к увеличению содержания альмандина от центра к краю (см. рис. 8).

Расчет температуры и давления методом мультитравновесной термобарометрии ранней стадии плавления гранулитового состава $Grt + Hpr + Pl + Qz (+Bt)$ показал, что эти параметры соответствуют условиям гранулитовой фазии метаморфизма (рис. 9). Эти условия характерны как для пород Приозерской, так и Лахденпохской зон Северного Приладожья. Важно отметить, что ранняя лейкосомы, как и мезосомы, содержит гиперстен, который позволяет связать полученные *PT*-параметры с мигматитообразованием именно на гранулитовой стадии. Отметим, что данные *PT*-оценки соответствуют ранее полученным значениям параметров метаморфизма в этом регионе [Шульдинер и др., 1997].

Эволюцию составов минералов при продолжающемся плавлении гнейсов с образованием серии лейкосом на промежуточной стадии метаморфизма можно проследить по характерным структурно-текстурным особенностям плавящихся пород, реакционным взаимоотношениям, а также по изменению составов «сквозных» минералов.

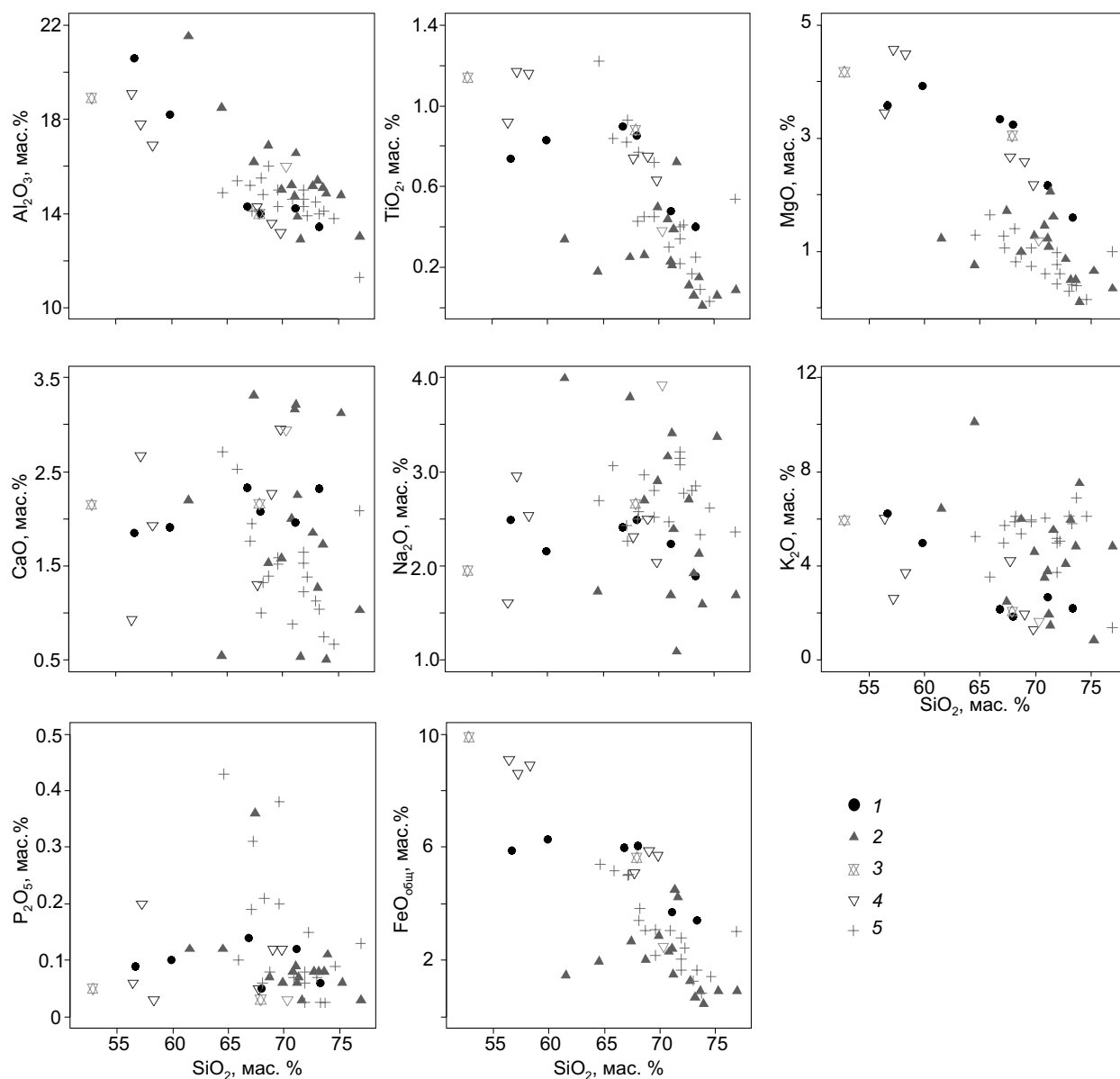


Рис. 4. Диаграммы Харкера для мигматизированных гнейсов и окружающих их близковозрастных (1.87—1.86 млрд лет) гранитов Приозерской зоны.

1 — гнейсы, 2 — лейкосомы, 3 — мезосомы, 4 — меланосомы, 5 — граниты.

На рисунке 10 показаны сильномигматизированные (до образования диатектитов) Grt-Bt, Grt-Нур-Bt плагиогнейсы (обн. Б-286, см. рис. 1), в которых местами сохранились меланократовые компоненты гнейсов, рассматриваемые как релит. Вокруг темноцветных минералов (в основном это гранат и биотит) образуется 1.0—1.5 сантиметровый ореол лейкократового материала, состоящего из кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата, а иногда — мусковита. Скопления таких агрегатов Gr + Bt — лейкократовая кайма локализованы в гранитном матриксе хаотично. Судя по такому положению, можно предположить, что указанные агрегаты являются продуктами взаимодействия анатектического расплава с релитом. Такое взаимодействие могло иметь место за счет изменения внешних параметров (P и T), а также флюидного режима среды мигматизации. Вопрос об эволюции состава анатектических выплавов будет рассмотрен ниже.

Образование лейкокротовой оторочки сопровождается изменением химического состава минералов. Например, в зернах граната (образцы 286 и 286-1, рис. 11, а) от центра к краям увеличивается содержание алмандинового минала от 72 до 85 %, тогда как содержание пиропового, наоборот, уменьшается от 24 до 7 %. Указанные наблюдения свидетельствуют о регрессивной зональности. Содержание

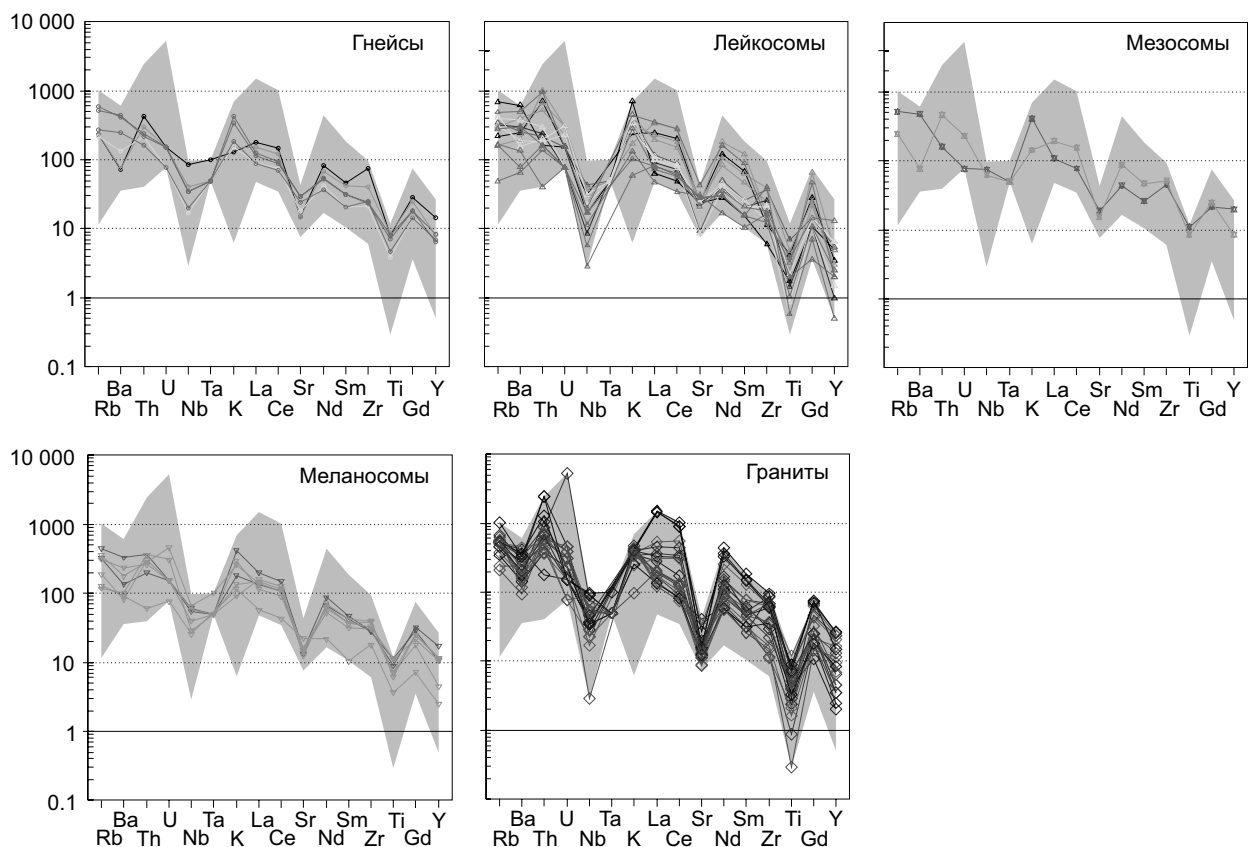


Рис. 5. Диаграмма распределения редких и редкоземельных элементов для мигматизированных гнейсов и гранитов Приозерской зоны (см. рис. 4).

Поле серого цвета — диапазон составов для всех пород, линии — распределение элементов для отдельных образцов из выделенных групп. Нормирование составов произведено к РМ, по [Sun, McDonough, 1989].

спессартинового минала возрастает от центра к краю (от 1 до 7 %), аgrossулярового — остается практически неизменным (примерно 3 %). В зернах граната, фрагментарно сохранившегося после замещения слюдами и хлоритом, фиксируется увеличение содержания спессартинового компонента до 10—11 %.

Состав плагиоклаза меняется в широком диапазоне (см. рис. 11, б) во всей мигматизированной породе (0—40 An), но установить какую-либо ясную закономерность в смене состава Pl в оторочке вокруг зерен граната не удастся. Нельзя также однозначно сказать, происходило ли образование нового плагиоклаза или укрупнение зерен ранее существовавшего. Очевидно лишь то, что в оторочке с плагиоклазом сосуществует калиевый полевой шпат, который редок в матриксе, и повышается количество кварца. Номер плагиоклаза из матрикса меняется от 24 до 33 An. В ассоциации с биотитом, замещающим гранат (в этом случае наиболее железистый $\text{Alm}_{82}\text{Sps}_{18}\text{Prp}_6\text{Grs}_3$), плагиоклаз чуть более основной (до 37—38 An), чем в оторочке (30—32 An). Почти чистые альбиты (до 5 An) встречаются в виде перитовых востков в Kfs в матриксе и в ассоциации с биотитом, замещающим гранат. Основность от 5 до 20 An характерна для зерен Pl, подвергшихся различным изменениям (видимым, например, по появлению мусковита) или для симплектитовых прорастаний с биотитом. В широко проявленных мирмекитах состав плагиоклаза 22—28 An, с некоторой тенденцией к раскислению ближе к контакту с калиевым полевым шпатом.

Биотит встречается в ассоциации с гранатом, замещая его в матриксе породы. В лейкократовой кайме отсутствует. Магнезиальность (Mg#) варьирует от 0.38 до 0.56, содержание TiO_2 меняется от 0 до 3.68 мас. % и не коррелирует с Mg# (или Fe#) слюды. По соотношению титана и железистости биотиты можно разделить на три группы (см. рис. 11, в, з): 1) биотит из матрикса (2.30—3.56 мас. % TiO_2), 2) менее титанистый биотит вблизи граната (0.00—2.61 мас. % TiO_2), 3) местами измененный и хлоритизированный (преимущественно по трещинам спайности) биотит. Слюда из третьей группы находится в ассоциации с гранатом, содержание K_2O в ней уменьшается с 10—11 до 3.6—9.3 мас. %, характерны пониженные содержания титана (< 1.38 мас. % TiO_2), при железистости (Fe#) 0.44—0.62.

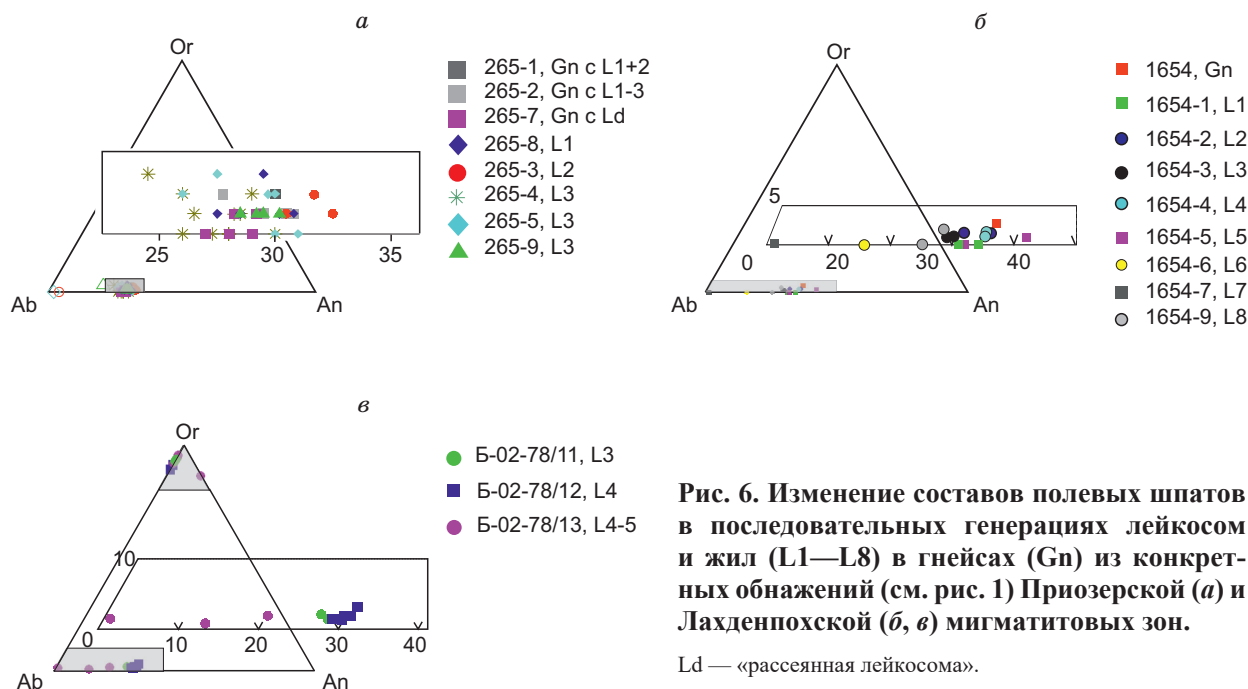


Рис. 6. Изменение составов полевых шпатов в последовательных генерациях лейкосом и жил (L1—L8) в гнейсах (Gn) из конкретных обнажений (см. рис. 1) Приозерской (а) и Лахденпохской (б, в) мигматитовых зон.

Ld — «рассеянная лейкосома».

В зернах калиевого полевого шпата от центра к краю увеличивается содержание BaO (от 0.30—0.87 мас. % в центре до 0.4—1.2 мас. % к краю). Максимальное содержание BaO наблюдается в мелких зернах-включениях в биотите и мirmekитах — 0.35—3.40 мас. %. Такая примесь присуща наиболее чистым ортоклазам (см. рис. 11, д). Антипертиты практически не содержат BaO, они однородны по составу.

Мусковит, как видно из графиков (см. рис. 11, ж), разделяется на две группы по содержанию титана, железа, магния, Al^{IV} и Al^{VI} . В ассоциации с биотитом и, возможно, образованный по нему мусковит из матрикса содержит (мас. %): TiO_2 0.62—2.30, FeO 1.55—2.14, MgO 0.46—1.21, Al^{IV} 1.70—1.87 и Al^{VI} 0.86—0.99. Мусковит в ассоциации с калиевым полевым шпатом содержит (мас. %): TiO_2 0.12—0.60, FeO 0.50—2.60, MgO 0.12—1.80, Al^{IV} 1.75—1.85 и Al^{VI} 0.89—1.05. Мусковит, образованный по биотиту в ореоле с гранатом, практически не содержит Ti (но и сами биотиты содержат меньше титана в этой области), в нем повышенное содержание Na_2O 0.42—0.76 мас. %, тогда как в других зернах мусковита — 0.10—0.37 мас. %. Вторичная природа мусковита и наличие разных генераций биотита отчетливо наблюдаются как при оптическом, так и микроскопическом исследовании минералов (рис. 12, а, б).

Реакционные взаимоотношения гранитного материала с релитовым веществом и закономерная смена составов минералов позволяют оценить температуру и давление на разных стадиях процесса образования оторочек и, соответственно, судить о меняющихся *PT*-параметрах мигматитообразования. С помощью метода расчета мультивариантных минеральных равновесий (TWEQU [Berman, 1991]) и расчета минеральных реакций в выбранном *PT*-диапазоне были получены удовлетворительные пересечения линий множества реакций, среди которых есть не менее трех или четырех линейно-независимых (рис. 13). Последнее позволяет утверждать, что рассчитанные оценки давления и температуры по составам сосуществующих минералов отвечают реальным.

Расчет *PT*-параметров минералообразования с учетом присутствия фазы воды в минеральных реакциях позволил выявить возможные соотношения воды и углекислоты в углекислотно-водном метаморфическом флюиде (см. доп. материалы, Fig. S3, https://sibran.ru/journals/Suppl.Baltynbaev_Figure_S3.jpg).

Использование минеральных термометров: гранат-биотитового [Holdaway, 2000], гранат-ортопироксенового [Harley, 1984a; Лаврентьева, Перчук, 1990], мусковит-биотитового [Hoisch, 1989] и геобарометров: Al в ортопироксене [Harley, 1984b] и гранат-биотит-плаггиоклаз-кварцевого [Wu et al., 2004] позволяет также оценить условия метаморфизма пород от гранулитовой фации до амфиболитовой и ниже (см. доп. материалы, Table S2).

Полученный тренд (см. рис. 13, з) для пород конкретного обнажения (обн. 286) показывает, что изменения *PT*-условий при формировании анатектических выплавов и последующей эволюции системы расплав—релит характеризуется сопряженным снижением давления и температуры от наиболее высоких $P = 5.5—6.2$ кбар, $T = 720—810$ °C до минимальных $P \sim 2—4$ кбар, $T = 510—550$ °C. Эти оценки давления и температуры хорошо коррелируют с наблюдаемыми минеральными парагенезисами (см.

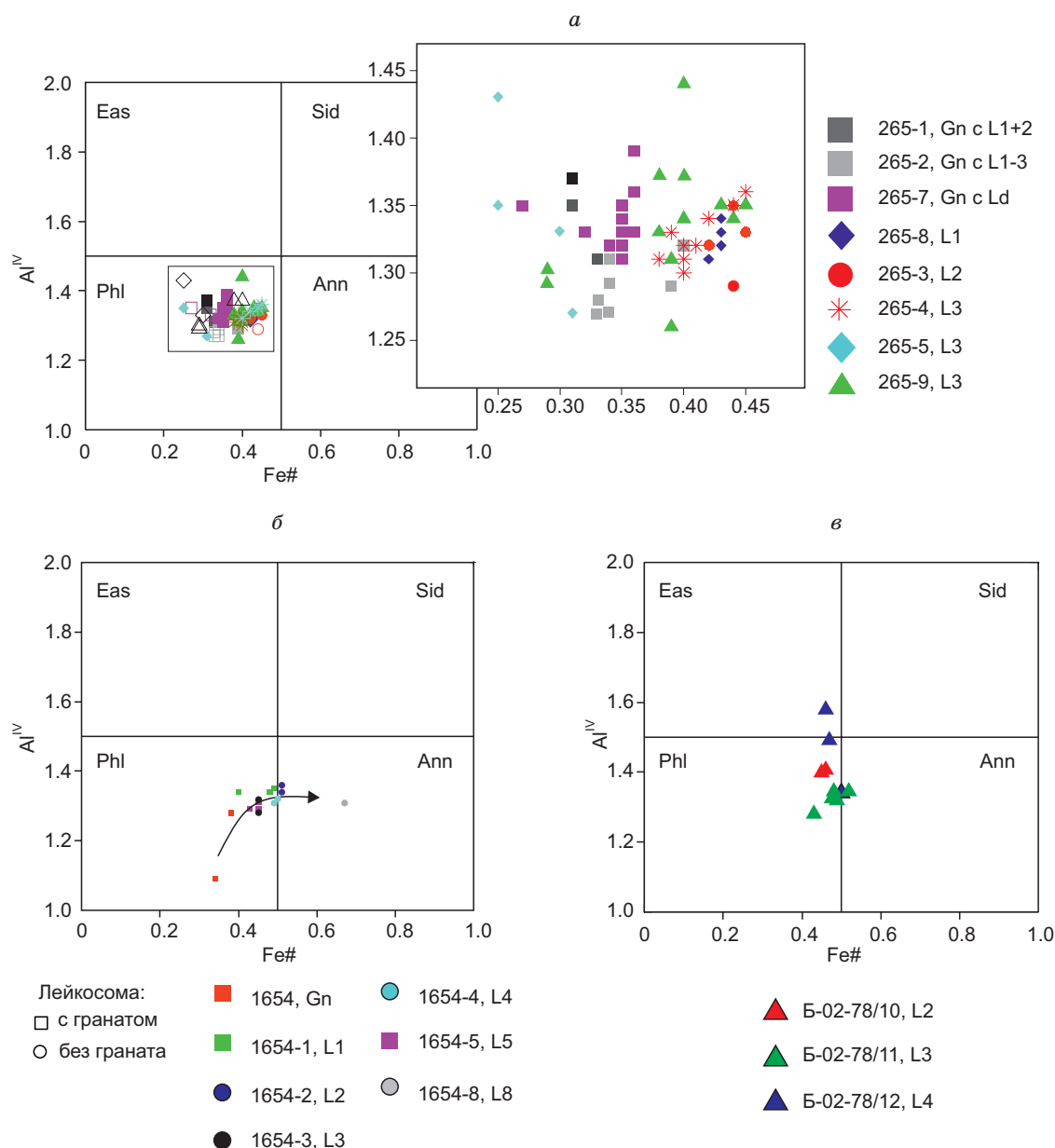
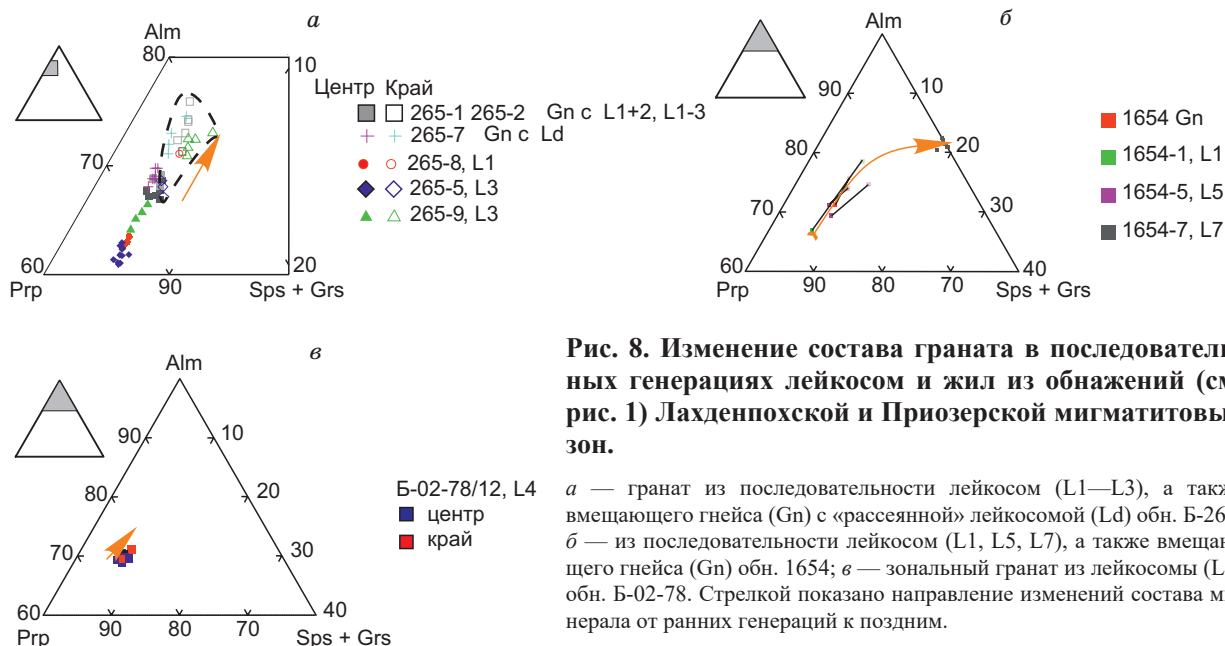


Рис. 7. Изменение состава биотита в последовательных генерациях лейкосом и жил (L1—L8) в гнейсах (Gn) из обнажений (см. рис. 1) Приозерской (а) и Лахденпохской (б, в) мигматитовых зон.

рис. 12, 14), в частности, сменой ранней гранат-биотитовой ассоциации минералов мусковит-калишпат-кварцевой, содержащей также более кислые плагиоклазы, более железистые биотиты, иногда андалузит.

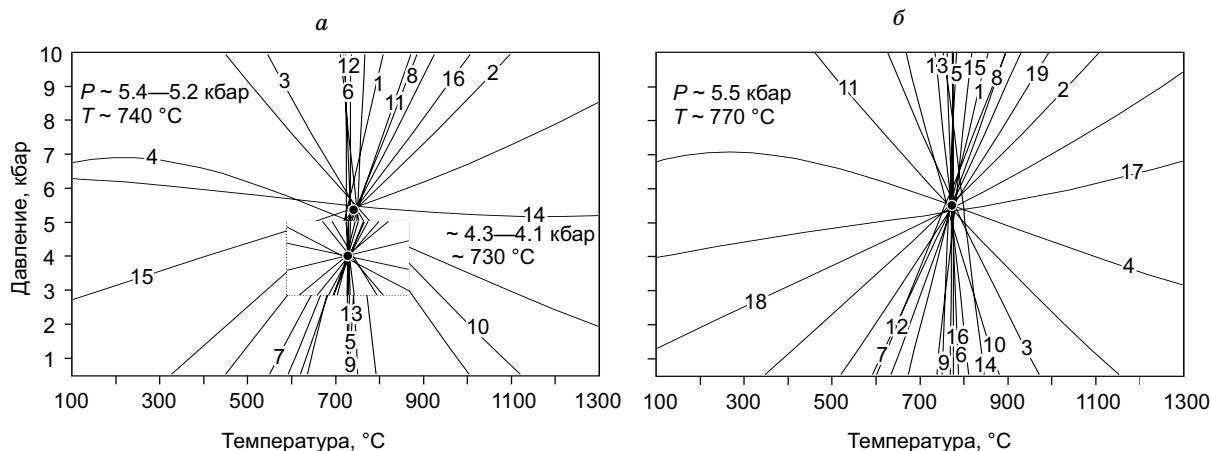
ВРЕМЯ И ДЛИТЕЛЬНОСТЬ ОБРАЗОВАНИЯ ЛЕЙКОСОМ МИГМАТИТОВ И ГРАНИТНЫХ ЖИЛ

Благодаря наличию нескольких последовательно образующихся генераций лейкосом и жил в изученных мигматитах Северного Приладожья, можно оценить не только время, но и длительность мигматитообразования, а также последующего внедрения гранитных жил. С этой целью в Приозерской и Лахденпохской мигматитовых зонах U-Pb ID-TIMS методом по монациту были датированы максимально полные последовательности лейкосом и гранитных жил с ясно видимыми соотношениями в пределах обнажений. Учитывая, что характер мигматизации и количество лейкосом существенно отличаются в двух сравниваемых зонах, геохронологические исследования проводились для реперных обнажений полимигматитов из каждой зоны. Ниже представлена краткая характеристика положения лейкосом и жил с результатами их изотопного датирования.



Серия лейкосом и жил в Лахденпохской зоне. Изученная группа лейкосом и жил находится в толще гранат-биотитовых, гранат-гиперстеновых плагиогнейсов (см. рис. 1). По морфологии и структурному положению выделяются пять генераций гранитоидного материала. Из-за невозможности чистого отбора проб для выделения монацита, наиболее ранние лейкосомы не удалось продатировать. В образце Б-02-19/1, представляющем гранат-гиперстеновый плагиогнейс, не исключается некоторое количество примеси мигматитового лейкократового вещества, материал которого трудно отделить от материала гнейса.

Генерация L2 лейкосомы (обр. Б-00-19/2) выделена из гиперстен-гранат-биотитовых плагиогнейсов, которые послойно перемежаются с гранат-биотитовыми и гиперстен-биотитовыми плагиогнейсами.



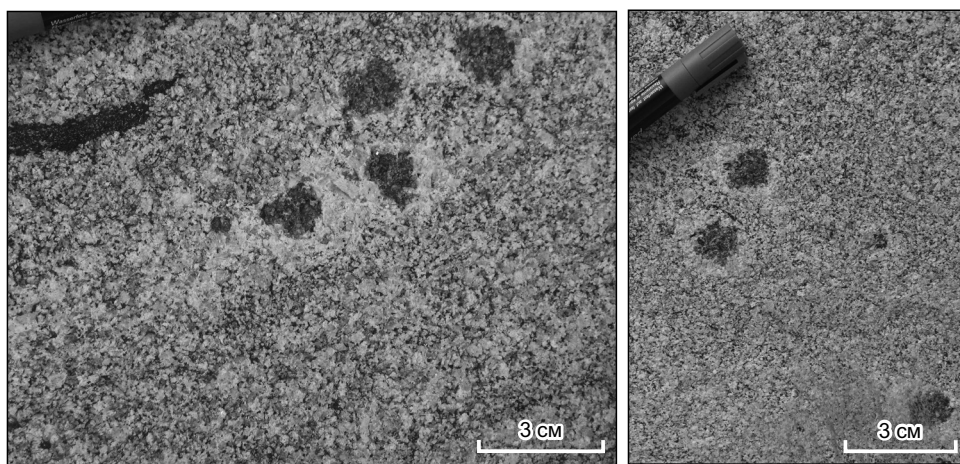


Рис. 10. Овоидная текстура, состоящая из шлиров граната и биотита (темная часть), окруженных кварц-двуполевошпатовой (+ мусковит) светлой каймой.

Указанные замещения происходили в условиях открытой системы в отношении щелочей и воды. Вмещающая порода — диатектит, по составу отвечающая плагиогранит-гранодиориту. На левой фотографии слева сверху видна темная линза, предположительно рестита гнейса. Обнажение Б-286.

Третья генерация (L3, обр. Б-02-78/11) лейкосом имеет неравномерное «пятнистое» распределение, местами сходное с теньвыми гранитами. Мощность их достигает нескольких десятков сантиметров. Эта лейкосома имеет плавные переходы в гнейсы и по объему является доминирующей на обнажении (до 50—60 % от всех лейкосом и жил).

Генерация L3 сечется более молодыми крупно-, грубозернистыми жилами (L4, обр. Б-02-78/12), часто содержащими крупные порфиробласты граната. Такие грубозернистые жилы встречаются повсеместно, прослеживаются на 3—6 м по простиранию, по объему развития сопоставимы с генерацией L2.

Лейкосомы первых четырех генераций смяты в складки и в целом залегают конформно с вмещающими гнейсами, тогда как наиболее поздние жилы (генерация L5, обр. Б-02-78/13) пегматит-гранитного состава деформированы незначительно.

Во всех анатектических лейкосомах и гранитных жилах встречены монациты в количестве, пригодном для изотопного U-Pb датирования.

На диаграмме Везерилла (рис. 15, таблица) все фигуративные точки проанализированных монацитов находятся на линии конкордии или близко к ней, что должно свидетельствовать о хорошей сохранности U-Pb изотопной системы в них. Возраст монацитов оценивался по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

В лейкосоме L2 (Б-00-19/2) монацит имеет наиболее древний возраст: 1873 ± 2 млн лет. Несколько моложе (1870 ± 2 млн лет) получился возраст монацита Б-00-19/1 из гранат-гиперстенового гнейса, содержащего какое-то количество лейкосомы неизвестной генерации. Из лейкосомы L3 (Б-02-78/11) выделены две фракции монацита, возраст которых оказался близким и в среднем составляет 1872 ± 2 млн лет. Для лейкосомы L4 (Б-02-78/12) получен конкордантный возраст монацита 1870 ± 3 млн лет. Для жилы L5 (Б-02-78/13) возрасты монацита фракций разного размера несколько отличаются друг от друга: 1860 ± 3 млн лет для мелкой фракции и 1855 ± 3 млн лет для крупной.

Полученные данные показывают, что продолжительность формирования мигматитовых лейкосом и инъекционных гранитных жил в Лахденпохской зоне была не менее 15—20 млн лет (см. рис. 15, а).

Серия лейкосом и жил в Приозерской зоне. На выбранных для датирования обнажениях выделяются 3—4 генерации лейкосом и жил. Все они двуполевошпатовые $\text{Kfs} + \text{Pl} + \text{Qz} \pm \text{Bt} \pm \text{Grt}$, а вмещающие гнейсы сложены ассоциацией минералов $\text{Bt} + \text{Grt} + \text{Kfs} + \text{Pl} + \text{Qz} \pm \text{Crd} \pm \text{Sil}$.

Самая ранняя генерация лейкосом L1 представляет собой структурно сильно преобразованные фрагменты лейкократового материала мощностью в несколько миллиметров, которые сложно отделить от вмещающего протолита. Из-за невозможности чистого отбора проб эти лейкосомы не датировали.

Значительно лучше обособлены средне- и мелкозернистые лейкосомы (L2, обр. Б-265-3, 8) мощностью 0.2—5.0 см, нередко имеющие меланократовую оторочку 1—3 мм, сложенную преимущественно Bt. Минеральный состав этой лейкосомы отличается от гнейсов преобладанием полевых шпатов, а темноцветную часть составляют Bt и единичные зерна Grt.

Следующая генерация лейкосом (L3, обр. Б-265-9) легко распознается и отличается от более ранних тем, что имеет мощность до 20—30 см, преимущественно полевошпатовый состав с крупно- и гигантозернистым Kfs.

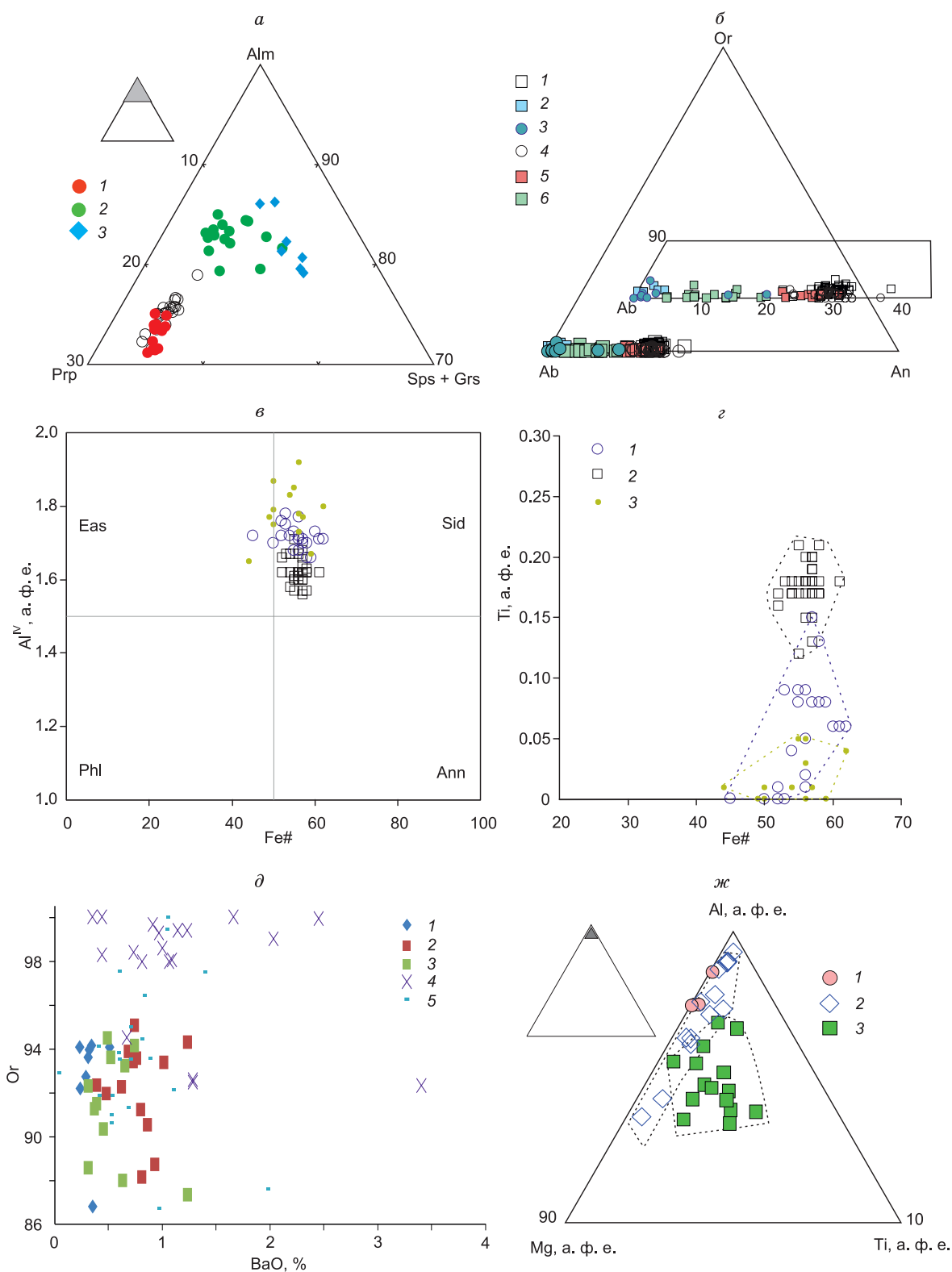


Рис. 11. Изменения состава минералов при развитии мигматизации.

Обнажение Б-286. *а* — состав граната, в зональных кристаллах: 1 — центр, 2 — край, 3 — измененные зерна; *б* — состав плагиоклаза меняется в широком диапазоне без заметной закономерности: 1 — зерна Pl в матриксе, 2 — пертиты, 3 — Pl рядом с Grt и Bt, 4 — Pl в короне вокруг скопления Grt + Bt; 5 — в мirmekитовых прорастаниях, 6 — измененные зерна; *в, г* — состав биотита: 1 — в ассоциации с гранатом или 2 — без него, 3 — при замещении его хлоритом; *д* — состав калиевого полевого шпата: 1 — в антипертитах, 2 — на краю зерен, 3 — в центре зерен, 4 — из включений, 5 — другие зерна. Наиболее высокие содержания BaO отмечаются в зернах преимущественно чистого Kfs; *ж* — состав мусковита, который можно разделить на: 1 — образованный по биотиту рядом с коронарным гранатом, 2 — по полевоому шпату из матрикса, 3 — по биотиту из матрикса.

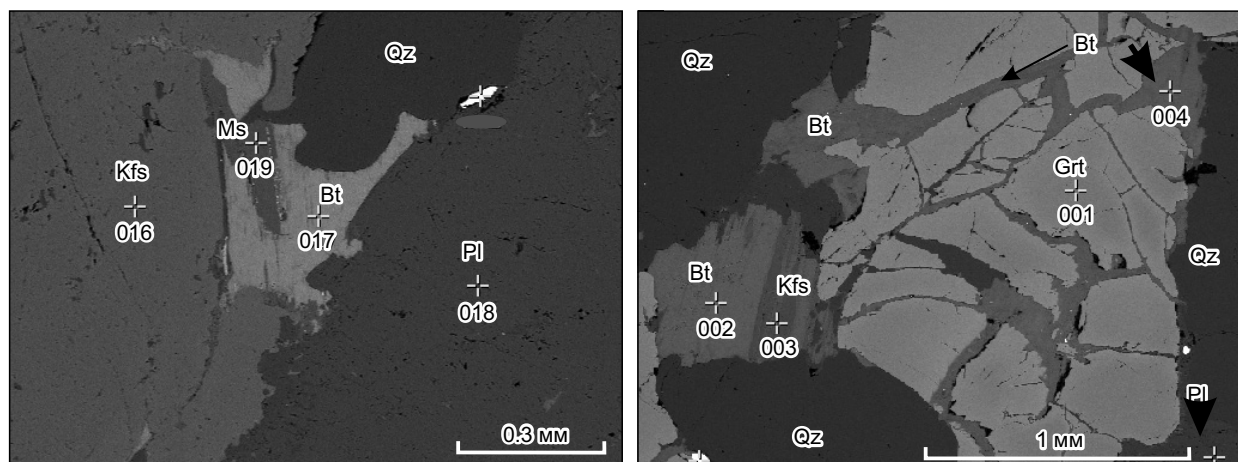


Рис. 12. Микрофотография лейкократовой оторочки в гранат-биотит-кварц-двуполевошпатовых скоплениях, показанных на фотографии обн. Б-286 (см. рис. 10).

а — замещение высокотитанистого биотита агрегатом, состоящим из двух полевых шпатов, кварца и мусковита; *б* — замещение граната агрегатом, состоящим из низкотитанистого биотита, двух полевых шпатов и кварца. Фотографии выполнены на электронном микроскопе в режиме BSE.

Лейкосомы L2 и L3 окружает меланосома, из которой также была взята проба для датирования (меланосома обозначена на диаграмме рис. 15, *б* как ML2-3, чтобы подчеркнуть ее пространственную связь с лейкосомой L2 и L3 обр. Б-265-2).

Среди описанных лейкосом встречаются крупнозернистые мигматиты, представляющие собой пеструю смесь лейкосом с материалом вмещающих пород. Эта разновидность выделена как мигматит с «рассеянной» лейкосомой (Ld, обр. Б-265-7).

Из каждой генерации лейкосомы извлекался монацит, который, как правило, был оптически однородным, а вариации морфологии и размеров были незначительными. В одной пробе (обр. Б-265-2) встретились оптически прозрачный и непрозрачный виды монацита, их изотопный состав был исследован отдельно с предварительным делением на две группы.

Монацит из обр. Б-265-3 (лейкосома L2) имеет возраст 1874 ± 1 млн лет (см. таблицу), а обр. Б-265-5 (лейкосома L3) — 1872 ± 1 млн лет. Две проанализированные фракции монацита обр. Б-265-2 (меланосома с лейкосомой L1-3) имеют возраст в интервале 1870—1872 млн лет. Возраст монацита из лейкосомы L3 (Б-265-5), для которого получен дискордантный возраст 1872 ± 1 млн лет, оказался равным возрасту монацита из «рассеянной» лейкосомы Ld (обр. Б-265-7) — 1872 ± 1 млн лет.

Приведенные возрасты практически перекрываются в пределах ошибок. В целом конкордантные или близконкордантные значения возрастов гранитных выплавов из гнейсов Приозерской зоны (см. рис. 15, *б*; таблицу) указывают на то, что общая длительность кристаллизации лейкосом и инъекционных гранитных жил в полимигматитах данной зоны, с учетом погрешности датирования, не превышала 5—7 млн лет.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

Расчеты параметров образования гиперстенсодержащих метаморфических пород с лейкосомой ранней генерации позволили определить, что первые выплавки на начальном этапе частичного плавления метapelитов образовались при $T \sim 740\text{—}770$ °C, $P \sim 5.2\text{—}5.5$ кбар (см. рис. 9). Эти значения давления и температуры, так же как и наблюдаемые минеральные парагенезисы в породе, однозначно говорят об условиях гранулитовой фации метаморфизма на этой стадии плавления гнейсов.

Дальнейшее понижение *PT*-параметров метаморфизма до уровня амфиболитовой фации не привело к прекращению плавления гнейсов, а наоборот, на промежуточной стадии мигматитообразования стало значительно интенсивнее, если судить по объемным соотношениям новообразованного и раннего лейкократового вещества в мигматитах. На такое, несколько парадоксальное, явление было обращено внимание нами ранее [Балтыбаев и др., 2000]. Скорее всего, усиление частичного плавления на фоне понижения температуры связано с появлением существенного количества водного флюида в метаморфической системе. Это подтверждает количественная оценка состава флюида в кварце из мигматитовых лейкосом методом масс-спектрометрии [Балтыбаев др., 2000].

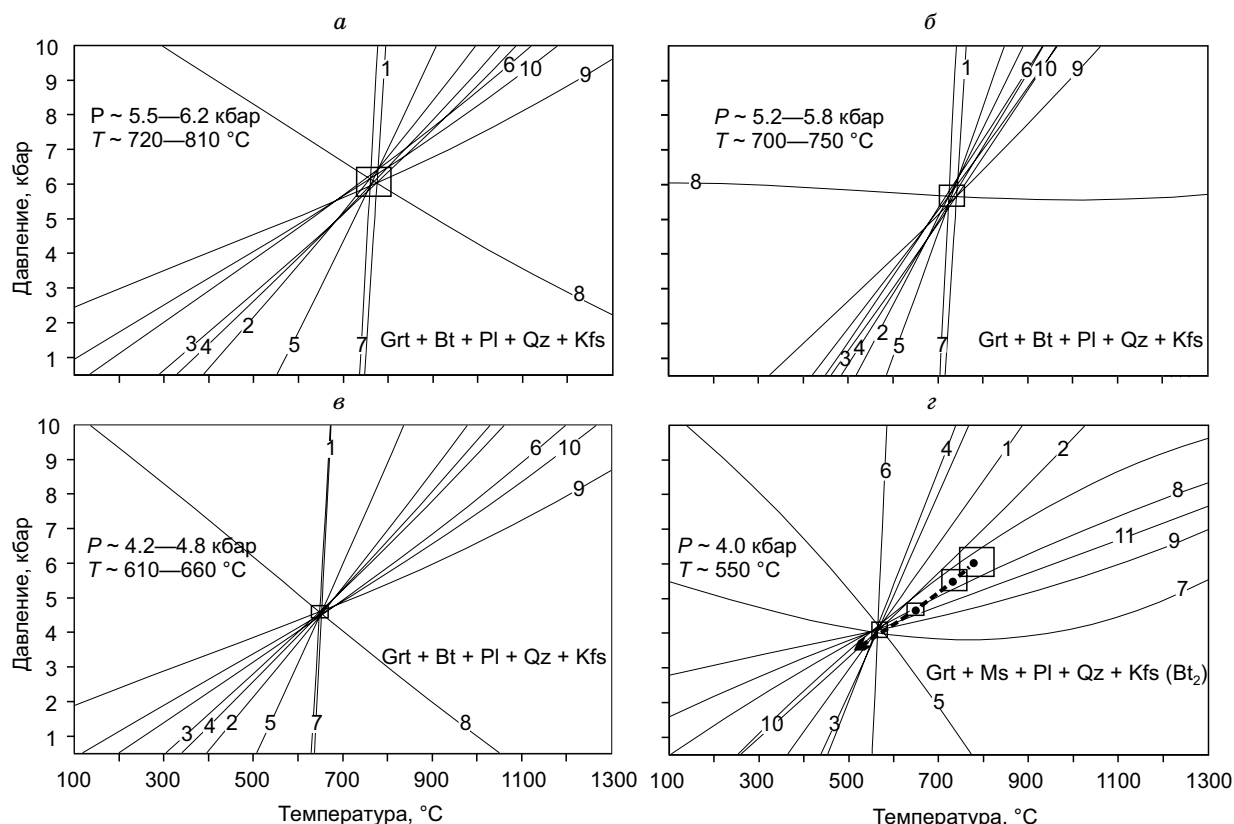


Рис. 13. Термобарометрия пород обн. Б-286 по методу TWEEQU [Berman, 1991].

PT-оценки получены для минеральной ассоциации Grt—Bt—Pl—Kfs—Qtz(+Ilm), в который выделены парагенезисы: а — с наиболее магнезиальным составом граната ($\text{Prp} = 0.23$, $\text{Bt}^{\text{Mg}\#} = 0.46$, $\text{An} = 0.29$), б — умеренно магнезиальным гранатом ($\text{Prp} = 0.20$, $\text{Bt}^{\text{Mg}\#} = 0.47$, $\text{An} = 0.29$); в — низкомагнезиальным ($\text{Prp} = 0.17$, $\text{Bt}^{\text{Mg}\#} = 0.46$, $\text{An} = 0.28$); г — для парагенезиса низкомагнезиального граната с мусковитом ($\text{Prp} = 0.17$, $\text{Bt}^{\text{Mg}\#} = 0.56$, $\text{An} = 0.29$, $\text{Ms}^{\text{K}\#} = 0.96$, $\text{Ms}^{\text{Na}\#} = 0.04$). Реакции с участием H_2O исключены из рассмотрения, так как отсутствуют достоверные данные о величине мольной доли воды. На последней диаграмме также показан *PT*-тренд, учитывающий результаты из первых трех диаграмм. На диаграммах а—в цифры на линиях реакции соответствуют: 1) $3\text{Eas} + 2\text{Alm} = 2\text{Prp} + 3\text{Sid}$; 2) $3\text{Sid} + 6\text{Qz} + 2\text{Grs} + \text{Alm} = 3\text{Ann} + 6\text{An}$; 3) $12\text{Qz} + 4\text{Grs} + 9\text{Eas} + 2\text{Alm} = 12\text{An} + 6\text{Phl} + 3\text{Sid}$; 4) $\text{Alm} + 3\text{Eas} + 2\text{Grs} + 6\text{Qz} = 2\text{Phl} + 6\text{An} + \text{Ann}$; 5) $3\text{Alm} + 3\text{Eas} + 2\text{Grs} + 6\text{Qz} = 2\text{Prp} + 6\text{An} + 3\text{Ann}$; 6) $4\text{Grs} + 2\text{Prp} + 12\text{Qz} + 9\text{Sid} = 3\text{Eas} + 12\text{An} + 6\text{Ann}$; 7) $\text{Alm} + \text{Phl} = \text{Prp} + \text{Ann}$; 8) $3\text{Sid} + 6\text{Qz} + 3\text{Prp} + 2\text{Grs} = 2\text{Alm} + 6\text{An} + 3\text{Phl}$; 9) $6\text{Qz} + \text{Prp} + 2\text{Grs} + 3\text{Eas} = 6\text{An} + 3\text{Phl}$; 10) $3\text{Sid} + 6\text{Qz} + \text{Prp} + 2\text{Grs} = 2\text{Ann} + 6\text{An} + \text{Phl}$. На диаграмме г приведены реакции: 1) $\text{Ms} + \text{Grs} + \text{Alm} = \text{Ann} + 3\text{An}$; 2) $6\text{Qz} + 2\text{Grs} + 3\text{Eas} + \text{Alm} = \text{Ann} + 6\text{An} + 2\text{Phl}$; 3) $6\text{Qz} + 2\text{Grs} + 3\text{Eas} + 3\text{Alm} = 3\text{Ann} + 6\text{An} + 2\text{Prp}$; 4) $2\text{Phl} + 2\text{Ms} + \text{Alm} = \text{Ann} + 3\text{Eas} + 6\text{Qz}$; 5) $\text{Ann} + 2\text{Ms} + 2\text{Prp} = 6\text{Qz} + 3\text{Eas} + \text{Alm}$; 6) $6\text{Qz} + \text{Grs} + 3\text{Eas} = 3\text{An} + \text{Ms} + 2\text{Phl}$; 7) $\text{Alm} + \text{Phl} = \text{Prp} + \text{Ann}$; 8) $2\text{Prp} + 3\text{Ms} + \text{Grs} = 3\text{An} + 3\text{Eas} + 6\text{Qz}$; 9) $6\text{Qz} + \text{Prp} + 2\text{Grs} + 3\text{Eas} = 6\text{An} + 3\text{Phl}$; 10) $\text{Prp} + \text{Phl} + 2\text{Ms} = 3\text{Eas} + 6\text{Qz}$; 11) $\text{Prp} + \text{Ms} + \text{Grs} = 3\text{An} + \text{Phl}$. Прямоугольником показана относительная погрешность определения точки пересечения линий минеральных реакций, она определяется как наименьшая длина отрезков, проведенных перпендикулярно к каждой линии реакции (более подробно о расчете можно ознакомиться по интернет-адресу: http://www.dimadd.ru/ru/Programs_short/ptqavg).

Одним из источников водного флюида могли быть известные в регионе многочисленные массивы диорит-тоналитового состава, при кристаллизации магм которых должна была высвобождаться флюидная фаза. Указанные plutonic породы имеют возраст 1.88—1.87 млрд лет [Балтыбаев и др., 2004, 2009; Ладожская..., 2020] и характеризуются обилием водосодержащих минералов: они представлены роговообманковыми, реже клинопироксен-роговообманковыми, большей частью сильно биотитизированными разновидностями. Крупно- и грубозернистые биотит-роговообманковые, иногда пироксенсодержащие диориты и кварцевые диориты первой фазы интенсивно рассланцованы, особенно в мелких массивах, метаморфизованы и часто мигматизированы в амфиболитовой фации. Поздняя фаза диорит-тоналитового комплекса представлена биотитовыми, реже гранат-биотитовыми и амфиболовыми тоналитами. Местами они связаны с кварцевыми диоритами либо постепенными переходами, либо прорывают их [Балтыбаев и др., 2000].

Расчет *PT*-параметров с учетом минеральных реакций, содержащих водную фазу (см. доп. материалы, fig. S3), позволяет предположить некоторое снижение мольной доли воды на начальной стадии

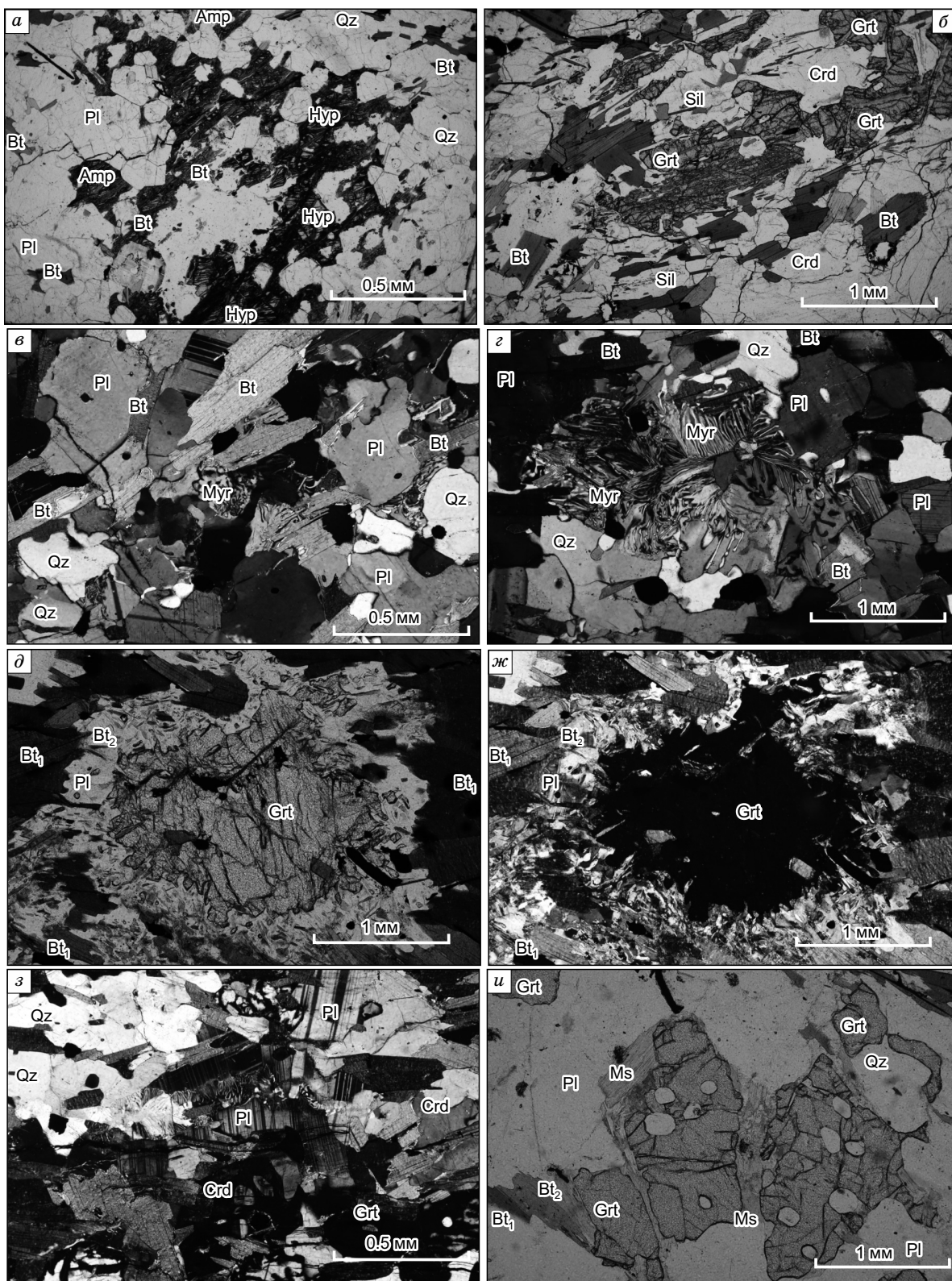


Рис. 14. Фотографии шлифов мигматизированных пород.

а — гиперстенсодержащий гранулит, в котором видно начальное замещения гиперстена амфиболом и частично биотитом на регрессивной стадии метаморфизма; *б* — высокоглиноземистый гнейс, характерный для Приозерской мигматитовой зоны; *в*, *г* — проявление мирмекитизации в мигматитах; *д*, *ж* — коронарное замещение порфиробласта граната агрегатом, состоящим из кислого плагиоклаза, биотита, а иногда белой слюды и андалузита или силлиманита на регрессивной стадии метаморфизма; *з* — существенно гранат-кордиеритовая мезосома в мигматитах; *и* — низкотемпературное замещение граната поздним биотитом и агрегатом, состоящим из мусковита и \pm кварца. За исключением рисунка *ж* фотографии *в*, *г*, *з* сделаны на поляризационном микроскопе в скрещенных николях, а остальные — в параллельных.

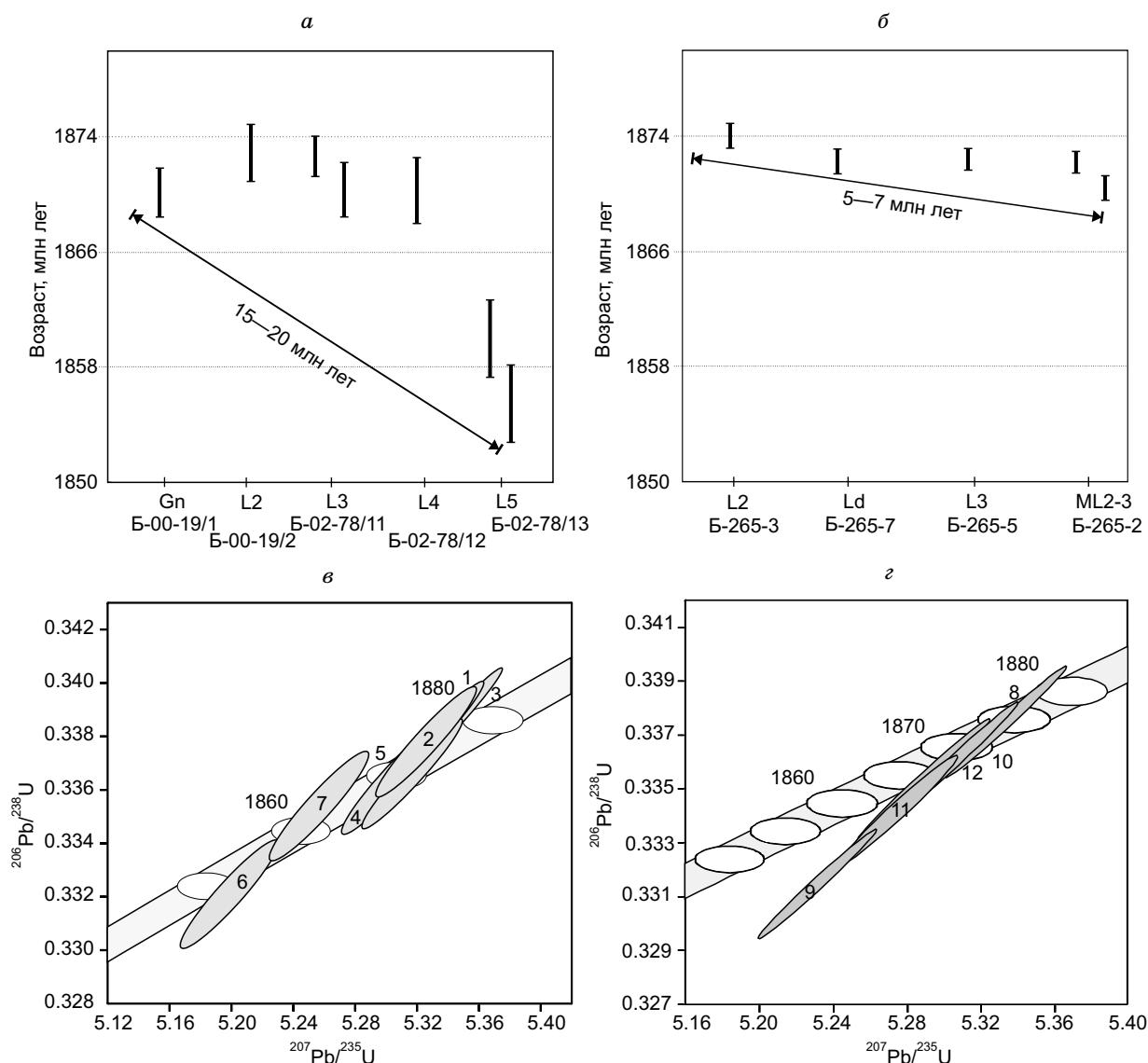


Рис. 15. Длительность мигматитообразования в Лахденпохской (а) и Призерской (б) мигматитовых зонах Северного Приладожья.

Генерации лейкосом и жил показаны на оси абсцисс с номерами L1—L5, ниже которых даются номера образцов. Значения возраста даются с погрешностью 2σ . На диаграммах Везерилла в, г показаны номера эллипсов в соответствии с данными, приведенными в таблице.

мигматизации пород и затем ее возрастание к поздней стадии. Но, учитывая множественность факторов, влияющих на активность воды при минералообразовании (содержание других летучих компонентов во флюиде, его солевая нагрузка и т.п.), что отражается на положении линий минеральных реакций в PT -поле, интерпретация этих результатов не может быть однозначной.

Дальнейшее снижение P и T ниже уровня амфиболитовой фации фиксируется не только по результатам термобарометрии пород, но и по появлению хлоритовых или двуслюдяных минеральных парагенезисов в мигматизируемых породах. Но оцененный методами геотермометрии и по минеральным парагенезисам диапазон температуры для поздней стадии мигматизации $\sim 500\text{—}600^\circ\text{C}$, очевидно, не соответствует температуре образования (и даже существования) гранитного расплава. Здесь нет противоречия, если учесть структурно-геологическое положение поздних гранитных тел, которое указывает на формирование исключительно инъекционных (перемещенных) гранитных жил в данную стадию. Хотя с большой вероятностью эти жилы могли иметь анатектическое происхождение, но гранитный материал, формирующий их, был, скорее всего, большей глубины зарождения — области, где сохраня-

**Результаты U-Pb (ID-TIMS) изотопных исследований монацита из мигматизированных гнейсов
Лахденпохской и Приозерской зон Северного Приладожья**

Генера-ция лей-косомы или жилы	Номер пробы	Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн лет (²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb)
		²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb ^a	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^b	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^b	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		
Полимигматиты Лахденпохской зоны								
Gn	Б-2000-19/1	9440	0.11435	3.9776	5.326	0.3378	0.95	1869.7 ± 2.4
L2	Б-2000-19/2	4936	0.11455	2.8136	5.317	0.3366	0.96	1872.7 ± 2.3
L3	Б-02-78/11	11020	0.11448	4.0293	5.343	0.3385	0.98	1872.2 ± 1.7
L3	Б-02-78/11*	11980	0.11440	4.3313	5.331	0.3380	0.97	1870.9 ± 2.1
L4	Б-02-78/12	3615	0.11436	7.3601	5.304	0.3364	0.95	1869.7 ± 2.5
L5	Б-02-78/13*	3443	0.11354	8.2531	5.199	0.3321	0.94	1859.9 ± 2.7
L5	Б-02-78/13	1654	0.11366	7.9390	5.257	0.3355	0.94	1855.4 ± 2.7
Полимигматиты Приозерской зоны								
L2	Б-265-3	5130	0.11462	6.6607	5.3489	0.3385	0.99	1874.0 ± 0.7
Ld	Б-265-7	9655	0.11447	4.6490	5.2316	0.3315	0.99	1871.6 ± 0.6
L3	Б-265-5	49555	0.11452	3.5587	5.3078	0.3362	0.99	1872.3 ± 0.6
ML2-3	Б-265-2**	7328	0.11448	3.5556	5.2756	0.3342	0.98	1871.8 ± 0.7
ML2-3	Б-265-2	7592	0.11440	3.6694	5.2888	0.3353	0.99	1870.4 ± 0.7

Примечание. ^aизотопные отношения, скорректированные на бланк и фракционирование; ^bизотопные отношения, скорректированные на бланк, фракционирование и обычный Pb; Rho — коэффициент корреляции погрешностей отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$.

* Мелкая фракция,

** Непрозрачная фракция.

лись *PT*-условия для частичного плавления. Изучение изотопного состава обыкновенного свинца полевых шпатов таких жил подтверждает их верхнекоровое происхождение предположительно за счет плавления протерозойского метасадочного комплекса [Балтыбаев и др., 2016]. Соответственно, поздние слабдеформированные и недеформированные гранитные жилы могли образоваться при подъеме и внедрении этих выплавов в изучаемые относительно низкотемпературные толщи, находившиеся на более высоком гипсометрическом уровне. Такое предположение подтверждают все структурно-деформационные особенности обнажений, указывающие на смену пликативных форм на дизъюнктивные при образовании позднейших жил, что соответствует тренду остывания пород.

Тенденции изменения составов Fe-Mg минералов типичны для процесса образования расплава путем частичного плавления. Так, например, увеличение железистости к краям зерен Grt происходит одновременно с понижением этого параметра для Crd и Bt, находящихся на контакте с Grt. В лейкосомах полевые шпаты разрастаются за счет привноса щелочей из мезосомы, а также за счет Bt, распадающегося при анатексисе.

Одной из распространенных форм минеральных изменений в мигматизированных породах является мирмекитизация и, соответственно, образование мирмекитов. Мирмекит — это структура сложного прорастания, состоящая из вермикулярного кварца и кислого плагиоклаза (~ 10—30 An в изученных породах), обычно встречающаяся между K-полевым шпатом и плагиоклазом. Мирмекит повсеместно распространен в метаморфических породах и различных гранитоидах. Изучением его генезиса занимались многие исследователи [Shalley, 1964, 1969; Hubbard, 1966; Phillips, Ransom, 1970; Ashwoth, 1972, 1986; Castle, Lindsley, 1993; Yuguchi, Nishiyama, 2008; и др.]. Важнейшим фактором механизма образования мирмекитов считается то, что диффузия K^+ и Na^+ в кристалле полевого шпата протекает гораздо быстрее, чем диффузия тетраэдрических Al^{IV} и Si^{IV} [Yund, 1983]. Скорость растворения трехкомпонентного полевого шпата, определяемая скоростями диффузии Si и Al, будет возрастать за счет любого процесса, ускоряющего перераспределение указанных элементов. Мы предполагаем, что часто наблюдаемая мирмекитизация в изученных мигматитах вызвана растворением K-Na полевого шпата при росте активности (и как следствие — подвижности) кремнезема. Последнее как раз возможно с развитием частичного плавления гнейсов и аккумуляцией гранитного материала в метаморфической породе.

Компьютерное моделирование плавления биотитового гнейса на основе программы MELTS [Ghiorso, Sack, 1995] показало, что первые порции кислого расплава будут иметь отношение $\text{Na/K} \geq 1$, т. е. выплавки будут плагиогранитного состава [Балтыбаев, 2012]. Если плавление усиливается, то все

большее вовлечение биотита в этот процесс вызывает снижение Na/K отношения в расплаве за счет этого богатого калием минерала, и состав расплава смещается к нормальному граниту. Повторное плавление раннего анатектического плагиогранита (в закрытой системе) не приводит к появлению существенно калиевого расплава: при разной степени и условиях его выплавки всегда сохраняется в образующемся расплаве отношение $\text{Na/K} > 1$.

Несмотря на то, что главным источником калия для образования существенно калиевых расплавов при плавлении гнейсов является биотит, но чтобы получить гранитное вещество с $\text{Na/K} \ll 1$, отмечаемое в поздних жилах Северного Приладожья, необходимо допущение более сложной модели образования расплава, а не простое одноактное появление расплава и затем его равновесную кристаллизацию. Для получения составов существенно калиевых жил необходимо обеспечить систему (и анатектический расплав) дополнительной («избыточной») порцией калия по сравнению с тем, что можно получить при плавлении гнейса, если исходить из соотношения объемов получаемого расплава к объему расходуемых гнейсов [Балтыбаев, 2012]. Необходимо учесть, что такое ограничение на составы анатектических расплавов возникает, если предполагать механизм кристаллизации каждой новой генерации лейкосомы за счет материала одноактного плавления гнейсов. Проблема «избыточного» калия в поздних генерациях жил решается, если предположить, что после выплавки расплава затем кристаллизуется не полностью, а какая-то часть начинает постоянно накапливаться в системе, образуя расплавленную, флюидно-силикатную фазу, в которой, кроме летучих компонентов, концентрируются еще, по крайней мере, калий и кремнекислота. Такая «остаточная» порция расплава в метаморфической системе будет определять тенденции эволюции вещества серий лейкосом от плагиогранитной к гранитной системе. Возможно, что по такому механизму образовались некоторые изученные жилы, содержащие крупные (до 10—20 см) таблитчатые кристаллы калиевого полевого шпата. Эти кристаллы часто не несут следов деформации, но нередко замещаются мусковитом вместе с андалузитом или силлиманитом при гидратационном замещении калиевого полевого шпата.

Частичное плавление рассматривается как основной процесс при генезисе мигматитов, что подкрепляется петрографическими, структурными наблюдениями [Sawyer, 1999; Brown, 2002; Holness, Sawyer, 2008; и др.]. Особое значение занимают мигматиты в орогенических циклах, когда масштабное проявление корового анатексиса приводит к появлению больших объемов гранитоидов [Vanderhaeghe, Teyssier, 2001; Guernina, Sawyer, 2003; Godin et al., 2006; Brown, 2007; Vanderhaeghe, 2009; и др.]. Но сложности при изучении мигматитов (особенно полимигматитов) кроются зачастую в конвергентном проявлении ряда признаков, когда на обнажениях трудно различить какие черты мигматитов являются результатом собственно ультраметаморфических процессов, а какие являются следствием тектонических преобразований [Solar, 2008]. Эти и другие вопросы формирования мигматитов и в контексте с развитием тектонических процессов рассматриваются в ряде работ [Sawyer, 2001; Vanderhaeghe, Teyssier, 2001; и др.].

Изучая мигматитообразование как многостадийный процесс, нельзя обойти вниманием такое явление, как взаимодействие возникшего при анатексисе расплава с реститом, в качестве которого могут быть или наиболее тугоплавкие части вмещающих мигматиты гнейсов, или же непосредственно материал мезо- и меланосомы. Химическая неравновесность первых перемещенных порций расплава с реститовым веществом вызывает ряд минеральных превращений (замещение граната, кордиерита, биотита, новообразование полевых шпатов и т.п.), которые фиксируются петрографическими методами. Эти изменения указывают, что составы анатектических расплавов могут эволюционировать после образования первых порций расплава также за счет взаимодействия с вмещающими породами. При этом минеральные превращения происходят в субстрате и гранитоидном материале как на регрессивной стадии метаморфизма и деформаций, так и на постдеформационном этапе преобразования пород.

В области развития метаморфизма гранулитовой фации в Северном Приладожье локализованы многочисленные гранитные плутоны как крупные (40—80 км² на современном эрозионном срезе), так и множество тел среднего и мелкого (десятки квадратных метров) размеров. Изучению этих гранитов посвящен ряд работ [Саранчина, 1972; Лобач-Жученко и др., 1974; Котов, Саморукова, 1990; Шинкарев и др., 1994; Копорелко, Eklund, 2003; и др.]. Получены изотопно-геохимические свидетельства образования гранитных плутонов за счет плавления протерозойского метаморфизованного осадочного комплекса [Седова и др., 2009; Ладожская..., 2020]. Есть определенная (возможно, генетическая) связь между образованием этих плутонов с процессами частичного плавления толщ, на что указывает близость изотопного состава свинца полевых шпатов из гранитных массивов и лейкосом мигматитов [Балтыбаев и др., 2016]. Сравнение нормативных составов мигматизируемых пород с составами гранитов Приозерской зоны также показывает (рис. 16), что последние могут быть продуктами полного плавления гнейсов.

Вопрос о том, в какой степени лейкосомы мигматитов соответствуют гранитным расплавам, из которых формируются гранитные плутоны, всегда интересовал исследователей. Многочисленные данные говорили о тесной пространственной, вещественной и генетической связи между продуктами ча-

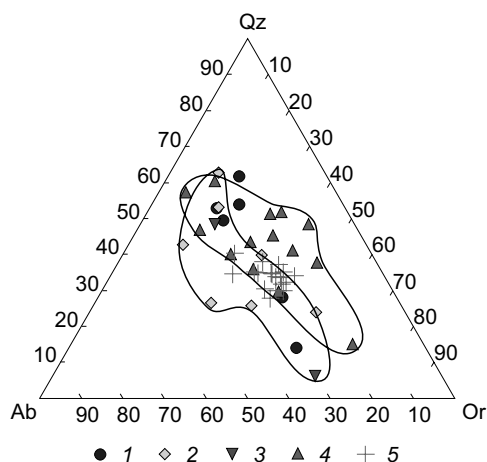


Рис. 16. Сравнительная треугольная Ab—Qz—Or диаграмма с нормативными составами мигматизированных гнейсов и окружающих их близковозрастных (1.87—1.80 млрд лет) гранитов Приозерской зоны (см. рис. 1).

1 — гнейс, 2 — мезосом, 3 — меланосом, 4 — лейкосом, 5 — граниты из крупных плутонов и малых тел.

стичного плавления и образующимися коровыми гранитами [Bons et al., 2001; Solar, Brown, 2001.; Brown, 2013]. Если такая связь существует, то возникает вопрос: всегда ли этапы частичного плавления синхронизируются с этапами образования крупных гранитных тел?

К сожалению, мало опубликованных геохронологических работ, в которых приводится датирование серий лейко-

сом и жил с ясно наблюдаемой на обнажениях последовательностью их появления. Встречаются работы, в которых анализируются временные (возрастные) соотношения мигматитообразования и деформаций по приуроченности лейкосом к определенным деформационно-складчатым элементам при орогенезе. В статье К. Киркланда с соавторами [Kirkland et al., 2011] U-Pb локальное датирование циркона из двух генераций лейкосом показало время (1676—1679 млн лет) развития складчатости в процессе орогенических событий при формировании Албани-Фразер орогена в Австралии. U-Pb датирование по циркону лейкосомы и меланосомы в мигматитах орогена Дабие [Chen et al., 2015] позволило выявить многостадийный метаморфизм и плавление пород 192—219 и 124—140 млн л. н.

В пределах Свекофеннского орогена были получены интересные данные [Mouri et al., 1999] о возрасте мезосом и лейкосом мигматитов пояса района Тампере в Финляндии, которые мы считаем возрастными и вещественными аналогами плагиомигматитов Лахденпохской зоны Северного Приладожья. В частности, по монациту оценен U-Pb возраст 1879 ± 2 млн лет, а по циркону для мезосомы и лейкосомы — 1877 ± 18 и 1880 ± 23 млн лет соответственно. Несмотря на значительные погрешности в определении возраста изученных мигматитов, финские авторы считают, что полученные значения возраста отвечают времени формирования тоналит-грондъемит-мигматитового пояса в изученном регионе Финляндии.

Полученные нами результаты близки к вышеуказанным оценкам времени образования мигматитов пояса Тампере. Можно также считать, что анатектическая стадия образования лейкосом *in situ* в двух мигматитовых зонах Северного Приладожья практически совпадает с учетом ошибки определения возраста монацита. Это говорит о том, что на пике метаморфизма (в условиях гранулитовой фации) процессы плавления охватывали большие площади и объемы пород, что соответствует имеющимся данным об ареальном распространении гранулитов в регионе [Ладожская..., 2020]. Но при сравнении результатов датирования не только серий лейкосом, но и постмигматитовых инъекционных жил Лахденпохской и Приозерской зон Северного Приладожья выявляется, что в двух зонах общая длительность формирования лейкосом и гранитных жил неодинакова, и величина различия не перекрывается погрешностью метода U-Pb датирования по монациту. Если время образования лейкосом и жил в Приозерской зоне мигматитов относительно кратковременно (менее 10 млн лет) с пиком около 1875—1870 млн лет, то в Лахденпохской зоне оно не менее 15—20 млн лет (см. рис. 12). При этом полимигматиты Лахденпохской зоны имеют отчетливо проявленную смену состава лейкосом и жил: от ранних плагиогранитных к поздним гранитным.

Необходимо указать, что неоднозначным является интерпретация возраста монацита из мезо- и меланосом. Если для монацита из лейкосом и инъекционных жил предполагается кристаллизация его из гранитного расплава (выплавленного на месте или привнесенного), то в мезо- или меланосомах образование монацита, вероятно, может происходить как за счет полной (с переурановешиванием его U-Pb системы), так и частичной перекристаллизации метаморфогенного монацита, вероятно, под воздействием гранитного вещества, возникающего при плавлении. По-видимому, эти равновозможные механизмы условия образования или преобразования зерен монацита (полная или частичная перекристаллизация) будут определять получаемый возраст указанных конкретных монацитов в мезо- и меланосомах.

Несмотря на указанные сложности датирования, в мигматитовом комплексе Северного Приладожья устанавливается практически синхронное появление продуктов частичного плавления в двух зонах мигматизации, но затем несинхронная кристаллизация гранитного материала главным образом за счет разновременного поступления и кристаллизации постмигматитовых гранитов. Это вызвано, скорее всего, разными составами и реологическими свойствами мигматизируемых толщ, которые определяют составы и последующие условия отделения, транспорта и кристаллизации анатектического расплава раз-

ного уровня зарождения. Полученные результаты указывают на возможность появления разновозрастных интрузий гранитов в результате одного акта эндогенной (термальной) активности с образованием гранитных расплавов в вещественно контрастных толщах.

ВЫВОДЫ

Полимигматиты, благодаря наличию в них последовательно образующихся генераций лейкосом и гранитных жил, позволяют проследить эволюцию физико-химических условий при многостадийном метаморфизме пород и анатексисе. Изменения *PT*-условий и составов минералов при формировании анатектических выплавов в гранулитовой области Северного Приладожья характеризуют эволюцию системы мигматитовый расплав(ы)—рестит в направлении сопряженного снижения давления и температуры от наиболее высоких $P = 5.5\text{—}6.2$ кбар, $T = 720\text{—}810$ °С до минимальных $P \sim 4$ кбар, $T = \sim 550$ °С. Полученный *PT*-тренд коррелирует с наблюдаемой в породах сменой высокотемпературных минеральных парагенезисов низкотемпературными и закономерными изменениями составов минералов в мигматизируемых гнейсах и инъекционном жильном материале.

В зависимости от состава плавящегося субстрата, наблюдается эволюция составов новообразованного лейкократового вещества от плагiogранитов к гранитам, если плавлению подвергаются плагiogнейсы или же при плавлении толщ преимущественно глиноземистых гнейсов составы выплавов существенно не меняются, имея изначально гранитный состав.

Образование лейкосом и гранитных жил в гранулитовой области Северного Приладожья происходило 1.875—1.865 млрд л. н. при многостадийном плавлении и смене *PT*-условий от гранулитовой фации метаморфизма к амфиболитовой. Датирование серий лейкосом и инъекционных гранитных жил в полимигматитах Лахденпохской и Приозерской зон показывает, что общая длительность кристаллизации гранитоидного вещества в сравниваемых зонах была неодинаковой. Если частичное плавление приводит к накоплению больших объемов гранитного вещества, то из этого следует, что возможно появление разновозрастных интрузий коровых гранитов в результате одноактной термальной активности и плавления вещественно контрастных толщ.

Авторы весьма признательны И.И. Лиханову (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск) и анонимному рецензенту за тщательное рецензирование статьи и советы по ее улучшению и дополнению.

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

Дополнительные материалы:

https://sibran.ru/journals/Suppl.%20Baltynbaev_%20Table%20S1.xls,

https://sibran.ru/journals/Suppl.%20Baltynbaev_%20Table%20S2.xls,

https://sibran.ru/journals/Suppl.Baltynbaev_Figure_S3.jpg.

ЛИТЕРАТУРА

Балтыбаев Ш.К. Флюидные включения и *PT*-режим формирования лейкосом мигматитов натрового ряда в гранулитовой части Приладожья (Юж. Карелия) // Зап. РМО, 2002, № 5, с. 22—39.

Балтыбаев Ш.К. Мигматитообразование в калиевой зоне Северного Приладожья: термодинамические режимы плавления и кристаллизации, геохимическое моделирование перераспределения химических элементов в системе субстрат—расплав // Труды КарНЦ РАН. Серия Геология декабря, 2012, № 3, с. 4—16.

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 СПб ун-та, 2000, 200 с.

Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Левченков О.А., Бережная Н.Г., Левский Л.К. О возрастном соотношении провинций калиевых и натровых мигматитов в свекофеннидах (Приладожье, Балтийский щит) // ДАН, 2002, т. 383, № 4, с. 523—526.

Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А., Бережная Н.Г., Левский Л.К., Макеева А.Ф., Яковлева С.З. Время и длительность свекофеннской плутонометаморфической активности на юго-востоке Балтийского щита (Приладожье) // Петрология, 2004, т. 12, № 4, с. 373—392.

Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А., Левский Л.К. Свекофеннский пояс Фенноскандии: пространственно-временная корреляция раннепротерозойских эндогенных процессов. СПб, Наука, 2009, 328 с.

Балтыбаев Ш.К., Овчинникова Г.В., Глебовицкий В.А., Васильева И.М., Ризванова Н.Г. От мигматитов к коровым гранитам: Pb-Pb изотопная система полевых шпатов — продуктов частичного плавления (Северное Приладожье, Фенноскандинавский щит) // ДАН, 2016, т. 468, № 4, с. 421—424.

Котов А.Б., Саморукова Л.М. Эволюция гранитообразования в тектономагматических циклах раннего докембрия (по данным структурно-петрологических и термобарогеохимических исследований). Л., Наука, 1990, 159 с.

- Лаврентьева И.В., Перчук Л.Л.** Ортопироксен-гранатовый геотермометр: эксперимент и теоретическая обработка банка данных // Докл. АН СССР, 1990, т. 320, № 2, с. 434—439.
- Ладожская протерозойская структура** (геология, глубинное строение и минералогия) / Ред. Н.В. Шаров. Петрозаводск, Изд-во КарНЦ РАН, 2020, 435 с.
- Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Байкова В.С.** Эпохи и типы гранитообразования в докембрии Балтийского щита. Л., Наука, 1974, 205 с.
- Мигматизация** и гранитообразование в различных термодинамических режимах / Ред. Ф.П. Митрофанов. Л., Наука, 1985, 310 с.
- Саранчина Г.М.** Гранитоидный магматизм, метаморфизм и метасоматоз докембрия (на примере Приладожья и других областей). Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1972, 128 с.
- Седова И.С., Глебовицкий В.А.** Геохимия ранних мигматитов Сев. Приладожья // Зап. РМО, 2002, № 2, с. 1—16.
- Седова И.С., Саморукова Л.М., Глебовицкий В.А., Скублов С.Г.** Циркон в полимигматитах Северо-Западного Приладожья: морфология и геохимия // Геохимия, 2009, № 10, с. 1050—1066.
- Судовиков Н.Г.** Мигматиты, их генезис и методика изучения // Материалы исследований в Карелии. 1955, с. 97—174. (Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 5).
- Шинкарев Н.Ф., Григорьева Л.В., Попова В.А.** О генетической и геодинамической типизации гранитов // Зап. ВМО, 1994, ч. СХХIII, № 3, с. 49—59.
- Шульдинер В.И., Балтыбаев Ш.К., Козырева И.В.** Эволюция условий метаморфизма гранатосодержащих гранулитов Западного Приладожья // Петрология, 1997, т. 5, № 3, с. 253—277.
- Ashworth J.R.** Myrmekites of exsolution and replacement origins // Geol. Mag., 1972, v. 109 (1), p. 45—62.
- Ashworth J.R.** Myrmekite replacing albite in prograde metamorphism // Am. Mineral., 1986, v. 71 (7—8), p. 895—899.
- Baltybaev S.K., Vydich E.S., Galankina O.L., Borisova E.B.** Fluid regime of gneiss formation in the Meyer thrust zone of the Northern Ladoga area (South—Eastern Fennoscandian shield) // Petrology, 2022, v. 30, p. 171—197, doi: 10.1134/S0869591122020023.
- Berman R.G.** Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{TiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ // J. Petrol., 1988, v. 29 (2), p. 445—522, doi: 10.1093/petrology/29.2.445.
- Berman R.G.** Thermobarometry using multi-equilibrium calculations; a new technique, with petrological applications // Can. Mineral., 1991, v. 29 (4), p. 833—855.
- Berman R.G.** WinTWQ (version 2.3): A software package for performing internally-consistent thermobarometric calculations // Geol. Surv. Can., 2007, Open File 5462 (revised), doi: 10.4095/223228.
- Berman R.G., Aranovich L.Y.** Optimized standard state and solution properties of minerals: I. Model calibration for olivine, orthopyroxene, cordierite, garnet, and ilmenite in the system $\text{FeO}-\text{MgO}-\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2-\text{SiO}_2$ // Contrib. Mineral. Petrol., 1996, v. 126, p. 1—24.
- Bons P.D., Dougherty-Page J., Elburg M.A.** Stepwise accumulation and ascent of magmas // J. Metamorph. Geol., 2001, v. 19, p. 627—633, doi: 10.1046/j.0263-4929.2001.00334.x.
- Brown M.** Retrograde processes in migmatites and granulites revisited // J. Metamorph. Geol., 2002, v. 20, p. 25—40.
- Brown M.** Crustal melting and melt extraction, ascent and emplacement in orogens: mechanisms and consequences // J. Geol. Soc., 2007, v. 164 (4), p. 709—730.
- Brown M.** Granite: from genesis to emplacement // GSA Bull., 2013, v. 125 (7—8), p. 1079—1113, doi: 10.1130/B30877.1.
- Castle R.O., Lindsley D.H.** An exsolution silica-pump model for the origin of myrmekite // Contrib. Mineral. Petrol., 1993, v. 115, p. 58—65.
- Chen Ren-Xu, Ding Binghua, Zheng Yong-Fei, Hu Zhaochu.** Multiple episodes of anatexis in a collisional orogen: Zircon evidence from migmatite in the Dabie orogen // Lithos, 2015, v. 212—215, p. 247—265, doi: 10.1016/j.lithos.2014.11.004.
- Ghiorso M.S., Sack O.** Chemical mass transfer in magmatic processes IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures // Contrib. Mineral. Petrol., 1995, v. 119 (2—3), p. 197—212.
- Godin L., Grujic D., Law R.D., Searle M.P.** Channel flow, ductile extrusion and exhumation in continental collision zones: an introduction // Geol. Soc., London, Spec. Publ., 2006, v. 268 (1), p. 1—23.
- Guernina S., Sawyer E.W.** Large-scale melt-depletion in granulite terranes: an example from the Archean Ashuanipi Subprovince of Quebec // J. Metamorph. Geol., 2003, v. 21 (2), p. 181—201.
- Harley S.L.** An experimental study of the partitioning of Fe and Mg between garnet and orthopyroxene // Contrib. Mineral. Petrol., 1984a, v. 86, p. 359—373.

- Harley S.L.** The solubility of alumina in orthopyroxene coexisting with garnet in $\text{FeO—MgO—Al}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2$ and $\text{CaO—FeO—MgO—Al}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2$ // *J. Petrol.*, 1984b, v. 25 (3), p. 665—696.
- Hoisch T.D.** A muscovite-biotite geothermometer // *Am. Mineral.*, 1989, v. 74 (5—6), p. 565—572.
- Holdaway M.J.** Application of new experimental and garnet Margules data to the garnet-biotite geothermometer // *Am. Mineral.*, 2000, v. 85, p. 881—892.
- Holland T.J.B., Powell R.** An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest // *J. Metamorph. Geol.*, 1998, v. 16, p. 309—344.
- Holness M.B., Sawyer E.W.** On the pseudomorphing of melt-filled pores during the crystallization of migmatites // *J. Petrol.*, 2008, v. 49 (7), p. 1343—1363.
- Hubbard F.H.** Myrmekite in charnockite from South-West Nigeria // *Am. Mineral.*, 1966, v. 51 (5—6), p. 762—773.
- Kirkland C.L., Spaggiari C.V., Pawley M.J., Wingate M.T.D., Smithies R.H., Howard H.M., Tyler I.M., Belousova E.A., Poujol M.** On the edge: U—Pb, Lu—Hf, and Sm—Nd data suggests reworking of the Yilgarn Craton margin during formation of the Albany-Fraser Orogen // *Precambrian Res.*, 2011, v. 187, p. 223—247.
- Konopelko D., Eklund O.** Timing and geochemistry of potassic magmatism in the eastern part of the Svecofennian domain, NW Ladoga Lake Region, Russian Karelia // *Precambrian Res.*, 2003, v. 120, p. 37—53.
- Krogh T.E.** A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1973, v. 37, p. 485—494.
- Ludwig K.R.** PbDat for MS-DOS, version 1.21. USGS Open-File Rep., 1991, 88-542, 35 p.
- Ludwig K.R.** User's manual for Isoplot/Ex, version 2. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center. Spec. Publ., 1999, No. 1a, 47 p.
- Mouri H., Korsman K., Huhma H.** Tectono-metamorphic evolution and timing of the melting processes in the Svecofennian tonalite-trondhjemite migmatite belt: An example from Luopioinen, Tampere area, southern Finland // *Bull. Geol. Soc. Finl.*, 1999, v. 71 (1), p. 31—56.
- Phillips E.R., Ransom D.M.** Myrmekitic and non-myrmekitic plagioclase compositions in gneisses from Broken Hill, New South Wales // *Mineral. Mag.*, 1970, v. 37 (290), p. 729—732.
- Sawyer E.W.** Criteria for the recognition of partial melting // *Phys. Chem. Earth Part A*, 1999, v. 24 (3), p. 269—279.
- Sawyer E.W.** Melt segregation in the continental crust: distribution and movement of melt in anatectic rocks // *J. Metamorph. Geol.*, 2001, v. 19 (3), p. 291—309.
- Shelley D.** On myrmekite // *Am. Mineral.*, 1964, v. 49 (1—2), p. 41—52.
- Shelley D.** The proportionality of quartz in myrmekite: A discussion // *Am. Mineral.*, 1969, v. 54 (5—6), p. 982—984.
- Solar G.S.** The interplay between tectonics/structure and migmatite morphology in the field // *Working with Migmatites* / Eds. G.S. Solar, M. Brown. Mineral. Assoc. Can. Short Course Ser., 2008, v. 38, p. 145—158.
- Solar G.S., Brown M.** Petrogenesis of migmatites in Maine, USA: possible source of peraluminous leucogranite in plutons? // *J. Petrol.*, 2001, v. 42 (4), p. 789—823.
- Stacey J.S., Kramers J.D.** Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth Planet Sci. Lett.*, 1975, v. 26 (2), p. 207—221.
- Steiger R.H., Jäger E.** Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry // *Earth Planet Sci. Lett.*, 1977, v. 36 (3), p. 359—362.
- Sun S.S., McDonough W.F.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in Ocean Basins* / Eds. A.D. Saunders, M. Norry. Geol. Soc. London, Spec. Publ., 1989, v. 42, p. 313—345.
- Vanderhaeghe O.** Migmatites, granites and orogeny: Flow modes of partially-molten rocks and magmas associated with melt/solid segregation in orogenic belts // *Tectonophysics*, 2009, v. 477 (3—4), p. 119—134.
- Vanderhaeghe O., Teyssier C.** Partial melting and flow of orogens // *Tectonophysics*, 2001, v. 342 (3—4), p. 451—472.
- Whitney D.L., Evans B.W.** Abbreviations for names of rock-forming minerals // *Am. Mineral.*, 2010, v. 95, p. 185—187.
- Winkler H.G.F.** Petrogenesis of metamorphic rocks. New York, Springer, 1976, 334 p.
- Wu C.-M., Zhang J., Ren L.-D.** Empirical garnet-biotite-plagioclase-quartz (GBPQ) geobarometry in medium- to high-grade metapelites // *J. Petrol.*, 2004, v. 45 (9), p. 1907—1921, doi: 10.1093/petrology/egh038.
- Yuguchi T., Nishiyama T.** The mechanism of myrmekite formation deduced from steady-diffusion modeling based on petrography: Case study of the Okueyama granitic body, Kyushu, Japan // *Lithos*, 2008, v. 106 (3—4), p. 237—260.
- Yund R.A.** Diffusion in feldspars // *Feldspar Mineralogy*. 2nd ed. / Ed. P.H. Ribbe (Reviews in Mineralogy and Geochemistry, v. 2) // *Mineral. Soc. Am.*, 1983, Washington, D.C., p. 203—222.