ISSN 2411-3336; e-ISSN 2541-9404

ЗАПИСКИ ГОРНОГО ИНСТИТУТА

Journal of Mining Institute

Сайт журнала: pmi.spmi.ru

Научная статья *Геология*

Высокоглиноземистые гнейсы чупинской толщи Беломорского подвижного пояса: условия метаморфизма, парциальное плавление и возраст мигматитов

А.В.Юрченко[1]✉, **Ш.К.Балтыбаев**[1,2], **Т.А.Мыскова**[1]

[1] *Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия*

[2] *Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, Санкт-Петербург, Россия*

Как цитировать эту статью: Юрченко А.В., Балтыбаев Ш.К., Мыскова Т.А. Высокоглиноземистые гнейсы чупинской толщи Беломорского подвижного пояса: условия метаморфизма, парциальное плавление и возраст мигматитов // Записки Горного института. 2026. Т. 277. С. 26-44. EDN IXSNOY

Аннотация

В чупинской парагнейсовой толще Беломорского подвижного пояса (БПП) Фенноскандинавского щита изучены мигматизированные гнейсы и определены условия частичного плавления при высокоградном метаморфизме пород. Температуры и давления плавления пород, количество и состав расплава, который образуется при плавлении гнейсов в условиях замкнутой системы, определялись путем прямого компьютерного термодинамического моделирования минералообразования и построения псевдосечений в координатах «давление – температура». Расчеты минералообразования основаны на принципе минимизации энергии Гиббса системы и реализованы с помощью программного комплекса PERPLE_X. Для расчетов использовались валовые составы мигматизируемых пород чупинской толщи, предварительно ранжированные и сгруппированные по содержанию петрогенных компонентов. Показано, что при водонасыщенном частичном плавлении различающихся по составу гнейсов образуются гранитные или гранодиорит-тоналитовые расплавы в температурном диапазоне 680-730 °C при средних и умеренно высоких давлениях. Установлено, что ключевым фактором, определяющим появление в изученных породах кианита, является повышенное отношение Al_2O_3/CaO (не менее 5:1) в протолите при суммарном содержании щелочей ($Na_2O + K_2O$), превосходящем CaO. В соответствии с индексом зрелости осадков CIA, протолиты гнейсов содержали обломочный материал различной степени седиментационной зрелости. Протолитами могли быть слабо и умеренно выветрелые источники сноса. U-Pb ID-TIMS датирование монацита из двух проб гранат-кианит-биотитового мигматита (из породы в целом) выявило палеопротерозойское время мигматизации чупинских гнейсов (1854±5 млн лет назад). Этот этап палеопротерозойской эндогенной активности широко проявлен в БПП и может быть связан с процессами формирования Лапландско-Кольского или Свекофеннского орогенов, расположенных к северо-востоку и юго-западу от этого пояса.

Ключевые слова

мигматиты; Беломорье; протолит; кианит; чупинские гнейсы; частичное плавление; датирование; моделирование

Финансирование

Исследование выполнено за счет средств гранта Российского научного фонда № 25-27-00117.

Поступила: 29.01.2025 ***Принята: 02.07.2025*** ***Онлайн: 11.12.2025*** ***Опубликована: 27.02.2026***

Введение

Реконструкция механизма зарождения и эволюции континентальной коры является одной из ведущих современных проблем геологии [1-3]. Главная роль в корообразующих процессах принадлежит образованию гранитоидов [4-6], которые слагают значительные площади и содержат стратегически важные золото, железо, медь, редкометалльные и редкоземельные элементы, а также другие полезные ископаемые [7-9]. Поэтому изучение гранитоидов, механизмов их образования и их роли в становлении коры имеет важное значение для наращивания стратегической базы полезных ископаемых страны.

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Образование гранитного вещества при частичном (парциальном) плавлении метаморфических пород играет важную роль в тектонике [10-12], поскольку появление и последующее перемещение анатектического расплава значительно влияют на реологию мигматизируемых толщ за счет снижения механической прочности и увеличения объема метаморфических пород. Объем, состав и *PT*-условия образования гранитоидного расплава напрямую зависят от состава исходных пород, флюидного режима метаморфизма, замкнутости или открытости системы в отношении петрогенных компонентов и жидких фаз, включая мобильность самого новообразованного расплава.

PT-условия плавления, количество и состав расплава, который образуется при плавлении метаосадочных пород в условиях замкнутой или открытой системы, можно определить путем прямого термодинамического моделирования с построением псевдосечений в координатах «давление – температура». Для таких расчетов используются валовые составы мигматизируемых пород. Успешность такого подхода была продемонстрирована в последние годы в ряде научных работ [13-15].

В данном исследовании мы обратились к анализу условий проявления частичного плавления (анатексиса) пород чупинской парагнейсовой толщи в составе Беломорского подвижного пояса (БПП). Для такого анализа были использованы максимально разнообразные составы протолитов чупинской толщи, позволяющие выявить специфику их плавления. Кроме состава протолитов детально рассматривались PTX-режим начала процесса плавления, флюидный режим и зависимость составов анатектических расплавов от внешних параметров. Помимо этого для определения времени анатексиса выполнено U-Pb изотопное датирование монацита, извлеченного из мигматизированных гранат-кианит-биотитовых гнейсов чупинской толщи. Использование полученных данных вносит значительный вклад в понимание проблемы образования коровых гранитоидов в условиях повышенного литостатического давления, что необходимо для достоверных тектоно-метаморфических и геодинамических реконструкций.

Краткая характеристика района исследования

БПП – покровно-складчатая структура сложного строения, расположенная в северо-восточной части Фенноскандинавского щита, протянувшаяся на 700 км вдоль Белого моря до границы с Финляндией полосой шириной 100-150 км и ограниченная с юго-запада Карельским, а с северо-востока Кольским архейскими кратонами [16]. БПП состоит преимущественно из гранитоидов и мигматизированных гнейсов архейского возраста с подчиненным количеством метаинтрузивных базит-ультрабазитовых тел и пегматитов палеопротерозойского возраста. Он представляет собой систему полого погружающихся на северо-восток тектонических архейских и протерозойских покровов [17], осложненных куполами. Протерозойские супракрустальные образования отсутствуют [16, 18, 19].

В осевой части БПП выделяется Чупинский тектонический покров (рис.1) или, как иногда называют в литературе, толща или свита. Как свита в составе беломорской серии она была выделена во время проведения в 1951-1954 гг. геологической съемки масштаба 1:50000 на территории Чупинского слюдоносного района. Другие исследователи при последующем геологическом картировании БПП относили к чупинской свите литологически сходные толщи за пределами этой площади. В данной работе используется нейтральный термин «толща», поскольку не определяет ни тектоническую, ни стратиграфическую природу рассматриваемой геологической единицы, которая в данном случае не является предметом исследования.

Чупинская толща рассматривается исследователями как тектонический покров метаосадочных пород, который залегает на хетоламбинском и керетском покровах и вместе с ними поддвинут под край Карельского кратона в результате позднеархейской субдукции [16]. Чупинский тектонический покров сплошной полосой или в виде разобщенных структур прослеживается через весь БПП [20]. Согласно Государственной геологической карте масштаба 1:200000 (Серия Карельская, лист Q-36-XV, XVI) [21], вместо бывших керетской, хетоламбинской и чупинской свит выделены котозерский мигматит-плагиогранитовый и хетоламбинский ортоамфиболитовый подкомплексы, а также лоухская толща. Чупинская толща отнесена к лоухской толще, нижняя граница которой устанавливается по резкой смене ассоциаций пород с подстилающими ее породами хетоламбинского и котозерского подкомплексов беломорского плутоно-метаморфического комплекса. При этом характерными породами лоухской (чупинской) толщи, отличающими ее от других, являются кианитсодержащие гранат-биотитовые, двуслюдяные и биотитовые гнейсы с подчиненными прослоями амфиболсодержащих сланцев и телами амфиболитов [16].

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

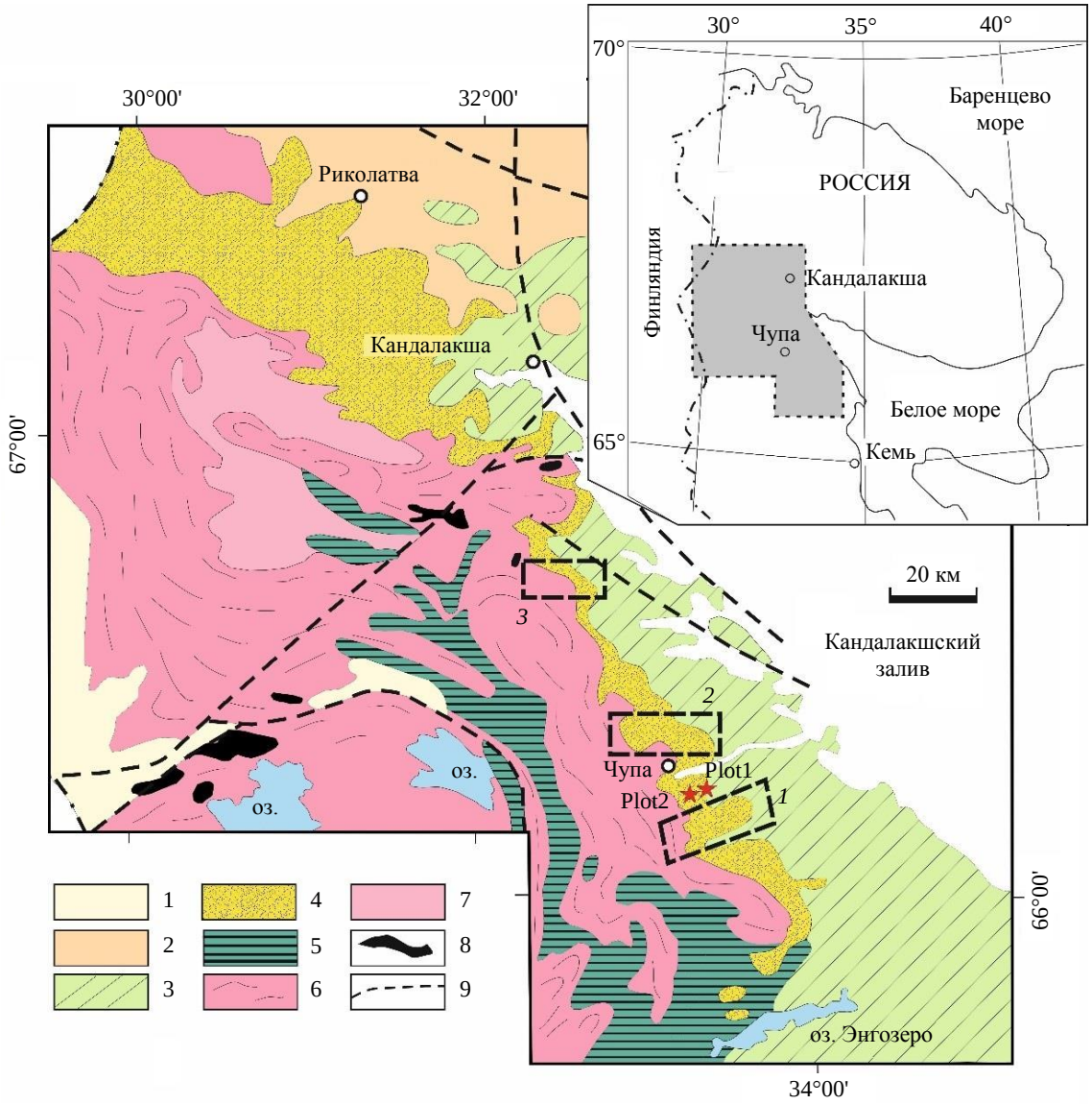


Рис.1. Схематическая геологическая карта района исследования с указанием места отбора изученных образцов (составлена по Ю.В.Миллеру с изменениями авторов)

1 – палеопротерозойские прогибы; 2 – свекофеннский (Лапландский) аллохтон, Риколатвинский покров; 3-9 – позднеархейский (Беломорский) аллохтон: 3 – Хетоламбинский покров – тоналиты с включенными в них полосами базитов и ультрабазитов, 4 – Чупинский покров – глиноземистые гнейсы, инъецированные тоналитами; 5, 6 – Ковдозерский покров (край Карельского кратона в аллохтонном залегании): 5 – Северо-Карельская система зеленокаменных поясов – метабазальты и туфы среднего состава, 6 – существенно тоналитовый инфракрустальный комплекс, 7 – Ориярвинский покров – тоналиты, 8 – палеопротерозойский комплекс габбро-норитов-лерцолитов, 9 – разломы.

Участки: *1* – Келейногубский; *2* – Пулонгский-Чупинский; *3* – Тупая губа – Серяк

Звездочками показаны точки отбора проб (Plot1, Plot2) для изотопного датирования

Существует несколько предположений о происхождении чупинских гнейсов. Одни исследователи предполагают, что это глубокометаморфизованные осадки [22]. Некоторые ученые [18] рассматривают их как продукты ультраметаморфических и метасоматических преобразований метавулканитов среднего, в меньшей степени кислого и основного составов. В более поздней работе [20] высказано предположение, что метаморфические породы чупинской толщи образовались по слабодифференцированным грауваккам, источники которых включали кислую (преобладающую), основную и, по-видимому, в небольшом количестве ультраосновную компоненты, которые скорее всего явились продуктами разрушения вулканических комплексов, в том числе и протоофиолитов мафических зон в составе юных энсиматических островных дуг 2,8-2,9 млрд лет назад, тесно ассоциирующих с граувакками в разрезах.

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

PT-режимы и этапы метаморфизма Беломорского подвижного пояса

БПП претерпел метаморфизм двух этапов: архейский (2,9-2,7 млрд лет) и палеопротерозойский (2,0-1,7 млрд лет) [16, 19] в условиях повышенных (8-14 кбар) давлений. С этими этапами метаморфизма в чупинской толще и примыкающих амфиболитах Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса связаны два эпизода формирования мигматитов и лейкогранитов. Неоархейский эпизод (2710±15 и 2706±14 млн лет, U-Pb возраст циркона) плавления связывают с формированием неоархейского Беломорского коллизионного орогена, а палеопротерозойский эпизод (1944±12 и 1882±9 млн лет, U-Pb возраст лейкосом по циркону) – со становлением палеопротерозойского Лапландско-Кольского орогена [19].

Существуют многочисленные оценки термодинамического режима метаморфизма пород в Беломорском регионе. *PT*-параметры самого раннего умеренно-барического гранулитового этапа метаморфизма: T = 800 °C, P = 6-8 кбар [18]; T = 700-730 °C, P = 6-7 кбар [23]. Более поздний этап высокобарического метаморфизма амфиболитовой фации, локально достигающий условий гранулитовой фации, имеет следующие параметры: T = 750-850 °C, P = 8-9 кбар [24]; T = 730-750 °C, P = 7-8,5 кбар [23].

Время проявления метаморфизма гранулитовой фации на участке Тупая губа оценивается U-Pb методом по циркону из гранат-биотитового гнейса как 2,85 млрд лет, а по циркону из метагаббро как 2,7 млрд лет [23]. Метаморфизм амфиболитовой фации повышенных давлений, следующий за гранулитовым и отвечающий условиям кианит-силлиманитовой фациальной серии, проявился в интервале 2,7-2,67 млрд лет: T = 660-700 °C, P = 12-14 кбар [18]; T = 600-700 °C, P = 8-9 кбар [24]. Выделяется также палеопротерозойский этап метаморфизма амфиболитовой фации, локально проявленный вдоль зон рассланцевания, имеющий более низкие *PT*-параметры по сравнению с предыдущим позднеархейским амфиболитовым этапом: T = 630-650 °C, P = 7,5 кбар [18]; T = 550-630 °C, P = 6-7 кбар в районе чупинских мусковитовых месторождений [24].

Для кианитсодержащих гнейсов чупинской толщи приводятся *PT*-условия образования лейкосом архейского (~2,68 млрд лет) возраста: P = 9-11 кбар, T = 700-780 °C. При этом отмечается, что немигматизированные гранат-биотитовые гнейсы характеризуются более высокими параметрами метаморфизма: P = 8,5-12,5 кбар, T = 720-840 °C [19]. Для меланосомы вокруг ранней палеопротерозойской лейкосомы в амфиболитах (~1,94 млрд лет) рассчитаны следующие условия: T = 625-700 °C, P = 9-11 кбар, а для поздней (также палеопротерозойской, ~1,88 млрд лет) лейкосомы, секущей раннюю, установлены пиковые значения (T = 800-830°C, P = 14-15 кбар), снижающиеся до T = 670-700 °C, P = 10-12 кбар.

Датирование циркона кианитовых гнейсов и амфиболитов [25] выявило, что ядра циркона из гнейсов отвечают неоархейским событиям возраста 2700-2800 млн лет, из амфиболитов – времени магматической кристаллизации (2775±12 млн лет). При этом внутренние каймы циркона амфиболитов и гнейсов связывают с неоархейскими метаморфическими событиями возрастов 2650±8 и 2599±10 млн лет соответственно, а для внешних – с палеопротерозойским метаморфизмом около 1890 млн лет назад.

Методы и материал для исследования

Содержание химических элементов в породах анализировалось рентгеноспектральным флуоресцентным методом (XRF, Центральная лаборатория Института Карпинского). Анализируемую пробу смешивали с флюсом (50 % метабората лития и 50 % тетрабората лития) в соотношении 1:9 и затем плавили в золото-платиновых тиглях. Анализ выполнялся для спрессованных плавленых таблеток весом 4 г. Количественное содержание каждого элемента вычисляется автоматически путем сравнения сигналов элементов (масс-спектров) рабочей пробы и калибровочной смеси. Нижний предел определения оксидов составлял 0,01-0,03 вес.%.

U-Pb изотопное датирование. Монацит из протолочек проб мигматизированного гранат-кианит-биотитового гнейса извлекался с помощью тяжелых жидкостей. Затем зерна монацита группировались под бинокуляром с учетом их морфологии и размеров. Каждая анализируемая проба содержала

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

от 8 до 12 зерен монацита. Химическое разложение монацита проводилось в термостате при температуре 220 °С в течение 24 ч при помощи концентрированной кислоты HCl с использованием фторопластовых вкладышей внутри кожуха из нержавеющей стали. Выделение U и Pb выполнялось по модифицированной методике Т.Е.Кроу. Для количественного определения Pb и U применялся смешанный индикатор ^{208}Pb-^{235}U. Изотопный анализ Pb и U выполнялся на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI (аналитик Н.Г.Ризванова, ИГГД РАН) 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, составили 0,1 и 0,08 % на атомную единицу массы соответственно. Холостое загрязнение не превышало 50 пг Pb и 10 пг U. Обработка данных проводилась по программам PbDAT и ISOPLOT (автор К.Людвиг). При расчете возраста использовались значения констант распада урана [26]. Поправки на обычный свинец вводились в соответствии с модельными величинами. Все ошибки приводились на уровне 2σ.

Компьютерное моделирование фазовых равновесий выполнялось при помощи программы PERPLE_X v.7.19 [27] (обновления до 2024 г.) с базой термодинамических данных минералов и твердых растворов биотита, плагиоклаза, хлорита, граната, шпинели, ортопироксена, светлых слюд, хлоритоида, ставролита, кордиерита, ильменита в системе MnTiNCKFMASH ($MnO–TiO_2–Na_2O–CaO–K_2O–FeO–MgO–Al_2O_3–SiO_2–H_2O–CO_2$) hp62ver [28]. Термодинамическое описание свойств расплава выполнено по статье [29].

Материал для определения составов протолитов супракрустальных пород чупинской толщи включал 100 образцов, помимо авторских, были использованы данные из работ О.И.Володичева и О.С.Сибелева (все они могут быть предоставлены по запросу). Эти данные были разделены методом кластерного анализа и с использованием различных диаграмм на пять групп, которые затем детально анализировались с помощью термодинамических расчетов условий метаморфического минералообразования. Также был использован анализ химического состава 152 образцов породообразующих минералов. Определение U-Pb возраста мигматитов по монациту было выполнено для двух проб мигматизированного гранат-кианитового гнейса (из породы в целом).

Петрохимическая характеристика изученных пород

Имеющиеся данные по химическому составу пород чупинской толщи на основе кластерного анализа были предварительно разделены на пять групп (gr1-1 – gr2-3) и рассмотрены на диаграммах. На классификационной диаграмме Н.П.Семененко* большинство фигуративных точек составов концентрируется в верхней части поля II, которое соответствует железисто-магнезиально-алюмосиликатным протолитам (рис.2, *а*). Меньшее количество точек расположено в полях щелочноземельно-алюмосиликатных (III) и алюмосиликатных (I) протолитов. При этом в поле алюмосиликатных протолитов (I) выделяются две группы пород – одна с повышенным содержанием алюминия (gr2-1), а другая (gr1-2, gr2-2) тяготеет к составам железисто-магнезиально-алюмосиликатных протолитов (II).

На классификационной диаграмме [30], которая используется для определения зрелости осадков, составы гнейсов чупинской толщи попадают в поле незрелых осадков – граувакк (рис.2, *б*). Слабая и средняя зрелость осадков также иллюстрируется диаграммой $Al_2O_3 – (CaO + Na_2O + K_2O) – (FeO_{общ} + MgO)$ (рис.2, *в*), предложенной в работе [31]. Составы этих образцов образуют компактное поле между векторами А и Б, вытянутое к вершине треугольника в направлении увеличения степени выветривания. Это свидетельствует о неравномерном химическом выветривании широкого спектра терригенного материала в области сноса. Небольшая часть точек образует тренд в направлении изменения состава кислых магматических пород (А), подвергшихся химическому выветриванию, в то же время это может быть результатом высокой степени мигматизации гнейсов [32].

* *Ефремова С.В., Стафеев К.Г.* Петрохимические методы исследования горных пород. Справочное пособие. М.: Недра, 1985. 511 с.

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

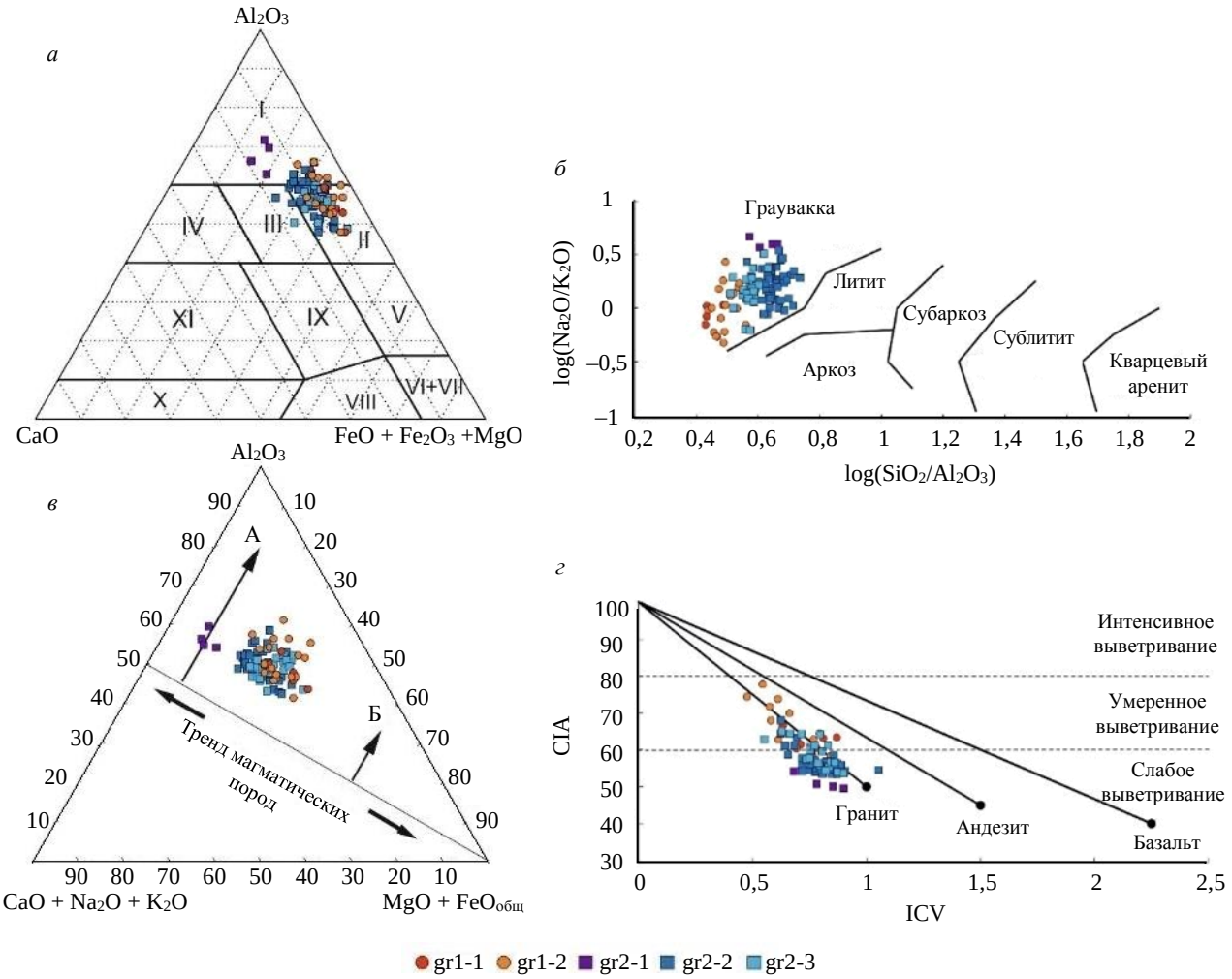


Рис.2. Положение фигуративных точек химических составов гнейсов чупинской толщи на диаграммах: *а* – A–C–FM; *б* – $\log(Na_2O/K_2O) – \log(SiO_2/Al_2O_3)$ [30]; *в* – $Al_2O_3 – (CaO + Na_2O + K_2O) – (MgO + FeO_{общ})$, мол. % [31] (стрелками показаны направления изменения состава кислых (А) и основных (Б) магматических пород при химическом выветривании); *г* – CIA-ICV [31, 33]

Названия полей по Н.П.Семененко: I – алюмосиликатные; II – железисто-магнезиально-алюмосиликатные; III – щелочноземельно-алюмосиликатные орторяда; IV – известково-алюмосиликатные; V – глиноземисто-магнезиально-железисто-кремнистые; VI – железисто-кремнистые; VII – магнезиальные ультраосновные; VIII – щелочноземельно-малоглиноземистые ультраосновного орторяда; IX – щелочноземельно-глиноземистые основного орторяда; X – известково-карбонатные; XI – глиноземисто-известковые породы

Индекс зрелости осадков (ICV) меняется в диапазоне от 0,5 до 1,1 и отражает присутствие в метаосадочных породах обломочного материала различной степени седиментационной зрелости (рис.2, *г*, табл.1). Фигуративные точки на диаграмме CIA-ICV [31, 32] тяготеют к нижней части гранитного тренда, а точки глиноземистых гнейсов имеют более высокое значение ICV и тяготеют к центральной линии гранитов. Индекс химического выветривания CIA указывает на то, что породы чупинской толщи в целом имели слабо и умеренно выветрелые источники сноса. Высокоглиноземистые гнейсы, содержащие заметное количество кианита, имеют значения CIA от 60 до 78 и являются чуть более зрелыми, чем гранат-биотитовые гнейсы, в которых этот индекс составляет 50-60 (рис.2, *г*).

Составы изученных пород по значениям гидролизатного модуля ГМ [34] относятся к сиаллитам и сиферлитам (последние преобладают), а также силитам (рис.3, *а*). В половине проб содержание MgO превышает или близко 3 мас.%, что позволяет считать их псевдосиаллитами и псевдосилитами. Отрицательная корреляция на диаграмме ГМ-НКМ (рис.3, *а*) и положительная в координатах ТМ-ЖМ (рис.3, *б*), наряду со ЩМ > 1 повышенные значения ЖМ и ГМ свидетельствуют о первичном разрушении магматических пород с заметной примесью пирокластики (вулканокластики) основного состава [34].

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Таблица 1

Значения петрохимических параметров для чупинских гнейсов

Группа гнейсов	Число анализов N	ГМ	АМ	ФМ	ТМ	ЩМ	НКМ	ЖМ	ОЩ
gr1-1	5	0,52-0,58 (0,54)	0,32-0,37 (0,37)	0,21-0,30 (0,27)	0,04-0,06 (0,04)	0,54-1,04 (0,84)	0,25-0,33 (0,27)	0,37-0,56 (0,49)	4,5-5,9 (5,5)
gr1-2	17	0,27-0,36 (0,47)	0,27-0,36 (0,32)	0,13-0,25 (0,20)	0,03-0,06 (0,05)	0,60-2,69 (1,00)	0,17-0,40 (0,26)	0,24-0,49 (0,40)	3,8-7,0 (5,2)
gr2-1	4	0,26-0,32 (0,29)	0,22-0,27 (0,24)	0,05-0,07 (0,06)	0,02-0,03 (0,02)	3,68-4,63 (3,92)	0,32-0,44 (0,33)	0,15-0,23 (0,16)	5,0-6,8 (5,7)
gr2-2	46	0,28-0,35 (0,32)	0,18-0,27 (0,23)	0,09-0,19 (0,12)	0,03-0,05 (0,04)	0,87-3,42 (1,76)	0,20-0,41 (0,32)	0,26-0,57 (0,36)	3,0-6,3 (4,9)
gr2-3	29	0,36-0,44 (0,39)	0,23-0,31 (0,27)	0,15-0,19 (0,17)	0,03-0,09 (0,04)	0,62-3,18 (1,39)	0,19-0,45 (0,29)	0,32-0,45 (0,39)	3,5-7,6 (5,1)

Группа гнейсов	Число анализов N	Петрохимические параметры по А.Н.Неелову [35]				CIA	ICV
		a, ат. кол-во	*b*, ат. кол-во	*n*, ат. кол-во	*k*, ат. кол-во		
gr1-1	5	0,38-0,44 (0,43)	0,25-0,35 (0,30)	0,12-0,18 (0,14)	0,38-0,55 (0,44)	61-67 (63)	0,63-0,87 (0,79)
gr1-2	17	0,32-0,42 (0,38)	0,19-0,32 (0,24)	0,10-0,19 (0,14)	0,20-0,55 (0,40)	55-78 (63)	0,48-0,88 (0,68)
gr2-1	4	0,26-0,31 (0,28)	0,12-0,16 (0,14)	0,10-0,17 (0,17)	0,12-015 (0,14)	50-54 (50)	0,68-0,91 (0,78)
gr2-2	46	0,22-0,32 (0,27)	0,14-0,25 (0,19)	0,10-0,19 (0,14)	0,15-0,40 (0,27)	51-69 (55)	0,63-1,05 (0,78)
gr2-3	29	0,27-0,36 (0,31)	0,19-0,30 (0,23)	0,10-0,18 (0,14)	0,17-0,51 (0,32)	51-65 (58)	0,66-0,90 (0,79)

Примечания. Петрохимические модули: гидролизатный ГМ – $[(Al_2O_3 + TiO_2 + FeOt + MnO)/SiO_2]$; алюмокремниевый АМ – $[Al_2O_3/SiO_2]$; фемический ФМ – $[(FeOt + MnO + MgO)/SiO_2]$; титановый ТМ – $[TiO_2/Al_2O_3]$; щелочной ЩМ – $[Na_2O/K_2O]$; модуль нормированной щелочности НКМ – $[(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3]$; железный ЖМ – $[(FeOt + MnO)/(TiO_2 + Al_2O_3)]$; общая щелочность ОЩ – $[Na_2O + K_2O]$ [34]. Петрохимические параметры: *a* – Al/Si, *b* – $(Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn + Ca + Mg)/1000$, длина вектора *n* – K + Na, наклон вектора *k* – K/(K + Na) [35]. CIA – $[Al_2O_3/(Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)]\cdot100$ [31], ICV – $[(Fe_2O_3 + K_2O + Na_2O + CaO + MgO + TiO_2)/Al_2O_3]$ [32]. В скобках даны медианные значения составов.

На диаграмме ФМ-НКМ [34], предназначенной для разделения глинистых отложений, большая часть пород локализуется в поле составов существенно хлоритовых глин с подчиненной ролью Fe-гидрослюд. Более лейкократовые гнейсы попали в поле неопределенности. Часть составов находится в поле преимущественно каолинитовых глин, в то время как высокоглиноземистые гнейсы тяготеют к верхней части поля (V) и попадают в поля перекрытий – монтмориллонит-каолинит-гидрослюдистых глин (рис.3, *в*).

Для определения номенклатурной принадлежности пород использовалась классификационная диаграмма А.Н.Неелова [35], разработанная для метаморфизованных осадочно-вулканогенных образований. На диаграмме (рис.3, *г*) параметр *a* – глиноземистый модуль – отражает два механизма дифференциации вещества: интенсивность химического выветривания и гранулометрическую сортировку, параметр *b* характеризует общую меланократовость пород, а щелочность пород выражена векторами *n* и *k*. Основная часть точек концентрируется в поле алевролитов и алевропелитов. Меньше составов попадают в поле песчаников и пелитов. В соответствии с этим можно сделать вывод о том, что распределение точек составов пород связано в большей степени с гранулометрической дифференциацией вещества. Следует отметить, что часть точек (gr2-1) характеризуется более пологим наклоном вектора *k* (0,12-0,15) в отличие от других групп пород (0,20-0,55) за счет преобладания Na_2O над K_2O. В то же время эти составы по оси *b* сдвинуты влево относительно большинства других составов за счет более низкого содержания в породе FeO и MgO. Также характерно, что часть точек (gr1-1) сдвинута вправо по оси *b* из-за большего содержания в породе FeO и MgO, в то же время у этой группы пород максимальные значения параметра *k* (0,38-0,55) за счет преобладания K_2O над Na_2O.

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

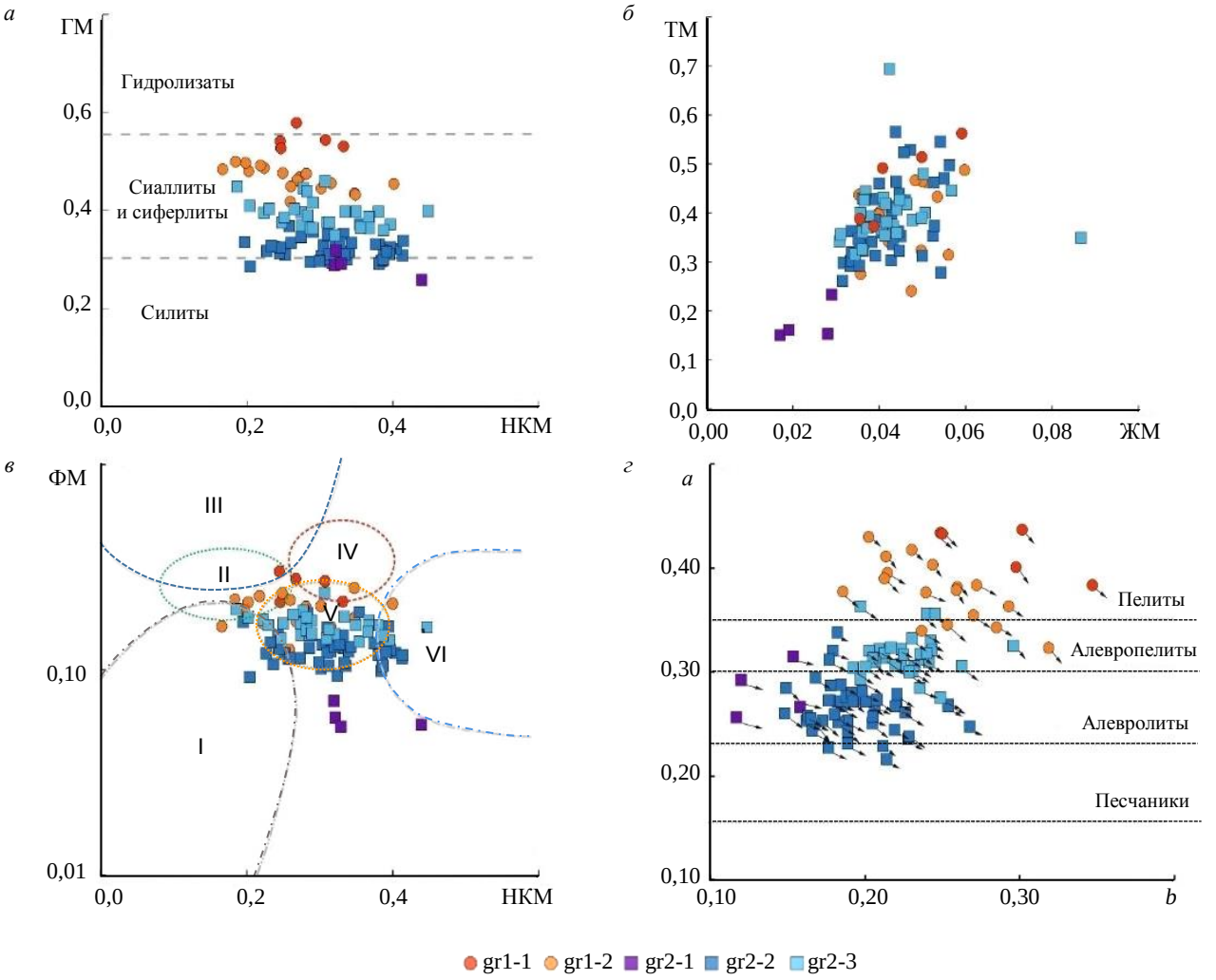


Рис.3. Положение точек составов изученных метаосадочных пород чупинской толщи на модульных диаграммах ГМ-НКМ (*а*), ТМ-ЖМ (*б*) и ФМ-НКМ (*в*) [34], диаграмма *a-b* (*г*)

Поля составов глинистых пород: I – преимущественно каолинитовые глины; II – монтмориллонит-каолинит-гидрослюдистые глины; III – существенно хлоритовые глины с подчиненной ролью Fe-гидрослюд; IV – хлорит-гидрослюдистые глины; V – хлорит-монтмориллонитовые глины; VI – преимущественно гидрослюдистые глины со значительной примесью полевых шпатов

Петрографические особенности чупинских гнейсов

По петрографическому составу уверенно выделяются четыре разновидности гнейсов: гранат-биотитовые; кианит-гранат-биотитовые, с количеством кианита от единичных зерен до 20 об.%; лейкократовые существенно кварц-плагиоклазовые, в которых темноцветные минералы (гранат, биотит, единичные зерна кианита) не превышают 10 об.%; мусковитсодержащие, в которых мусковит находится в ассоциации или парагенезисе с описанными темноцветными минералами. Для всех гнейсов характерны как мелкозернистые, так и крупнозернистые порфиролепидогранобластовые, лепидогранобластовые, гранобластовые структуры и массивные, чаще полосчатые текстуры (рис.4). Как правило, порфиробласты представлены гранатом, гораздо реже – кианитом. Гранат имеет пироп-альмандиновый состав ($Alm_{60-73}Py_{17-30}Grs_{6-9}Sps_{1-4}$)*, содержит включения как минералов матрикса – кварца, биотита, кианита, так и акцессорных фаз – апатита, монацита, циркона, рутила. Зерна граната имеют регрессивную зональность – от центра к краю зерен уменьшается содержание пиропового компонента и возрастает доля альмандинового компонента.

* Аббревиатуры минералов даны по [36].

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

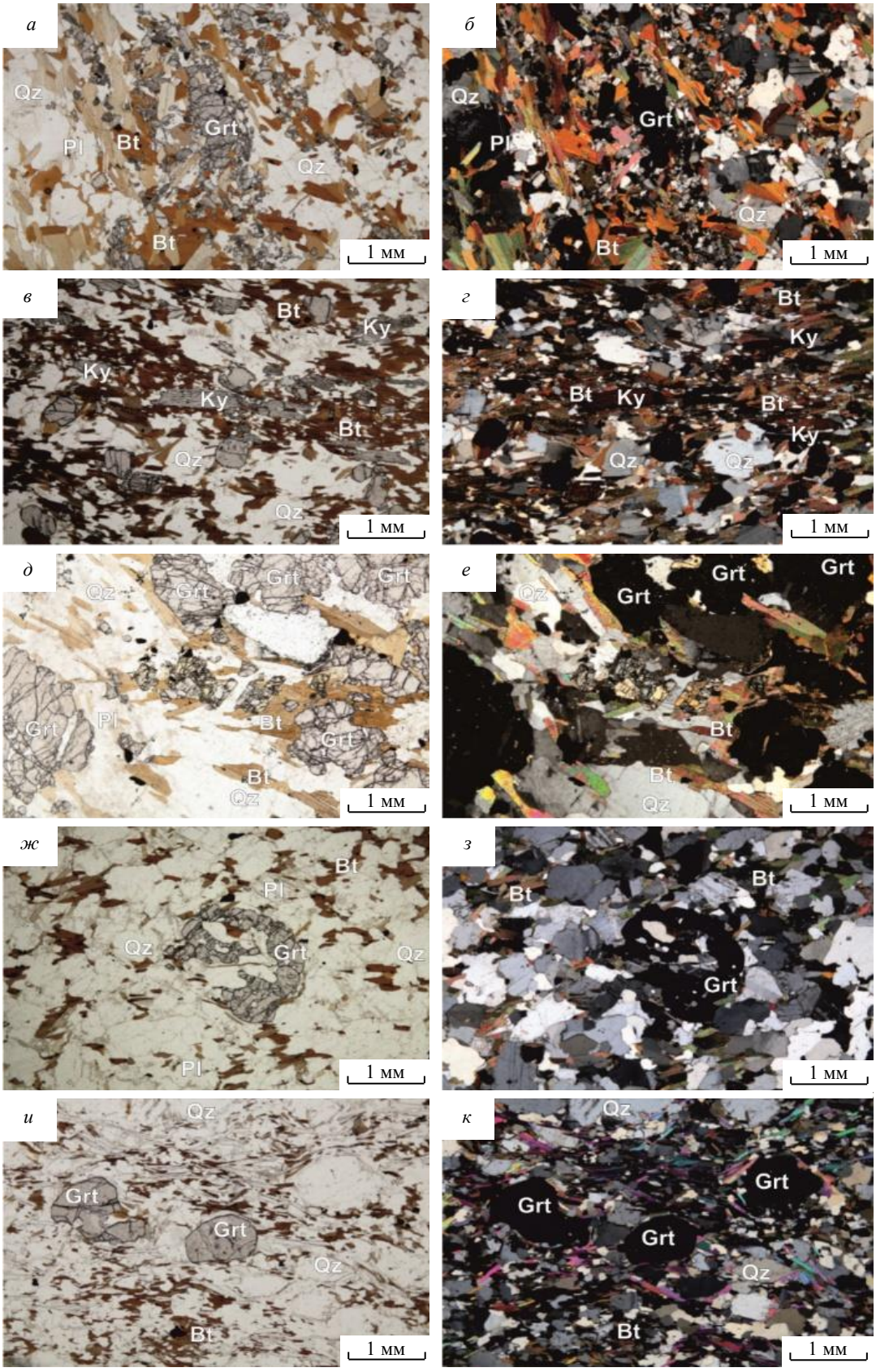


Рис.4. Петрографические особенности пород чупинской толщи: кианит-гранат-биотитовый гнейс (*а*, *б*); гранат-кианит-биотитовый гнейс (*в*, *г*); крупнозернистый кианит-гранат-биотитовый гнейс (*д*, *е*), кианит частично замещен ставролитом; лейкократовый гранат-биотитовый гнейс (*ж*, *з*); гранат-мусковит-биотитовый гнейс (*и*, *к*).
Фотографии слева сделаны без анализатора, справа – с анализатором

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Биотит относится к магнезиальным разностям (Mg# 0,58-0,67) с преобладанием в составе флогопитового компонента и содержит 2,6-4,0 мас.% TiO_2. Он является вторым по распространенности и по размеру зерен, как правило, тяготеет к меланократовым прослоям, плеохроирует в коричневых цветах, практически не имеет вторичных изменений и содержит включения циркона.

Плагиоклаз (An 23-30 %) часто имеет полисинтетические двойники и расположен в лейкократовых прослоях, местами подвержен вторичным изменениям. Кварц встречается вместе с плагиоклазом, размеры его зерен широко варьируют, часто наблюдаются мелкие зерна или оторочки рядом с гранатом и вокруг зерен кианита.

Кианит чаще всего находится в парагенезисе с гранатом и биотитом, выявляется его приуроченность к границам прослоев, что, скорее всего, подчеркивает неоднородность первичного протолита метаосадочной породы. При регрессивных изменениях этот ранний метаморфический кианит замещается ставролитом. Наряду с метаморфическим кианитом в мигматитах встречается кианит с реакционными оторочками в виде мусковита и кварца. Порфиробласты кианита могут содержать включения кварца, биотита, апатита, рутила.

Мусковит – вторая по значимости слюда в чупинских гнейсах, встречается в ассоциации с биотитом и развивается по трещинам в кианите, реже присутствует в матриксе породы. Содержание мусковита сильно варьирует и иногда достигает 30 об.%. Калиевый полевой шпат практически отсутствует в изученных породах, но найден в виде включений в гранате и в некоторых типах лейкосом мигматитов.

Мигматизация в изученных гнейсах проявлена неравномерно – встречаются в широком спектре пород – от незатронутых мигматизацией до сильно мигматизированных, содержащих до 50-70 об.% лейкосом. Толщина лейкосом варьирует от первых миллиметров до первых сантиметров. Они представлены в основном плагиоклаз-кварцевыми скоплениями с единичными зернами биотита, мусковита и граната, изредка встречаются также калиевополевошпатовые разности с мусковитом.

Определение *PT*-условий мигматизации

Наблюдаемые в изученных породах метаморфические минеральные парагенезисы хорошо воспроизводятся при компьютерном моделировании минералообразования в программе PERPLE_X (рис.5). Парагенезис, состоящий из граната, плагиоклаза, кианита, биотита и рутила, занимает на этих диаграммах области высокотемпературной амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма средних и умеренно высоких давлений. Наилучшие результаты минералообразования при компьютерном моделировании получены с использованием углекислотно-водного флюида с соотношением CO_2:H_2O = 0,2:0,8. При большем количестве углекислоты во флюиде получают распространение карбонатные минералы (доломит, анкерит и т.д.), что не соответствует природным наблюдениям.

Бескианитовый минеральный парагенезис также адекватно воспроизводится путем моделирования, если протолиты характеризуются повышенным содержанием кальция (рис.5, *б*). Это можно продемонстрировать с помощью бинарных диаграмм с переменным количеством ряда компонентов (рис.6). На диаграммах видно, что кианитсодержащие минеральные парагенезисы при одних и тех же *PT*-параметрах могут возникать только в относительно высокоглиноземистых протолитах, но с невысоким содержанием кальция. Если первое условие очевидно – глинозем является главным компонентом кианита, то увеличение содержания кальция заключается в возрастании количества плагиоклаза в метаморфической породе, что приводит к полному расходованию глинозема при образовании этого полевого шпата. Дополнительным условием к указанным параметрам является превышение суммы щелочей (Na_2O + K_2O) над CaO в протолите. Однако в рассмотренных примерах благоприятными составами протолита для образования кианита являлись составы, в которых сумма содержаний FeO + MgO обычно не превышала 10 мас.% (в редких случаях незначительно выше).

Начальная температура появления гранитного расплава в породах разного состава в среднем несколько различается и указывает на возможность образования анатектических лейкосом в диапазоне температур 680-730 °С. Главнейшим параметром, влияющим на положение линии гранитного ликвидуса, кроме состава протолита, является доля (активность) воды в метаморфическом флюиде. Например, уменьшение мольной доли воды от 1 до 0,6 в углекислотно-водном флюиде вызывает увеличение начальной температуры плавления чупинских гнейсов на 50-70 °С.

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

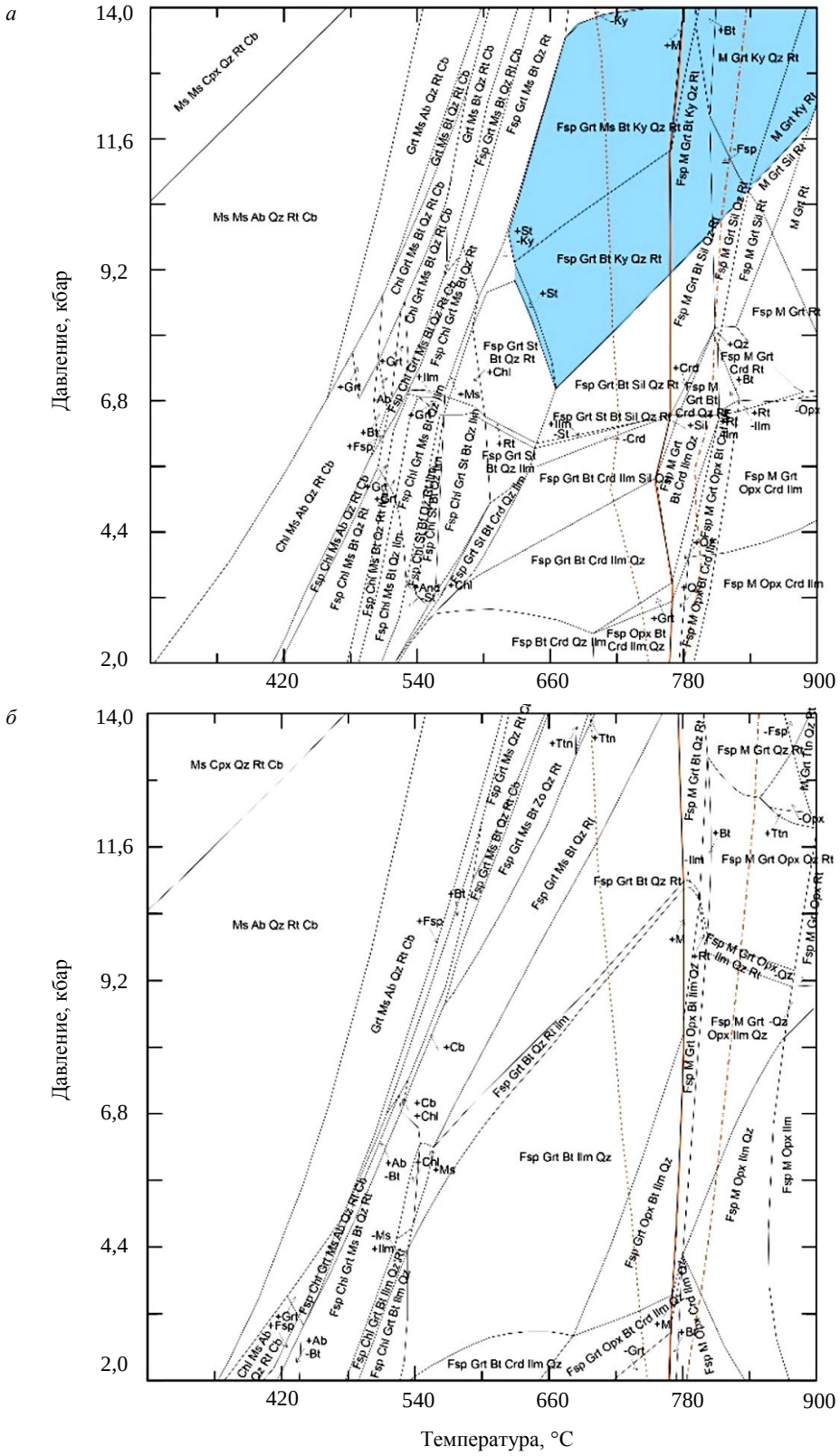


Рис.5. *PT*-диаграммы фазовых равновесий, рассчитанные методом минимизации энергии Гиббса для пород чупинской толщи: гнейсы (gr1-2), имеющие протолит с составами, переходными между группами I (алюмосиликатные) и II (железисто-магнезиально-алюмосиликатные) с повышенным содержанием Fe и Mg (*а*); гнейсы (gr2-1) с протолитом – алюмосиликатные (I), но с высоким содержанием CaO (*б*); гнейсы с составами протолита между группами I и II, относящиеся к алевролитам (gr2-2) (*в*) и алевропелитам (gr2-3) (*г*). Голубым цветом показано поле присутствия кианитсодержащих минеральных парагенезисов. Красными линиями обозначено положение гранитного ликвидуса при разном соотношении CO_2:H_2O во флюиде: пунктирная линия – CO_2 = 0,0, сплошная линия – CO_2 = 0,2, штрихпунктирная линия – CO_2 = 0,4

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

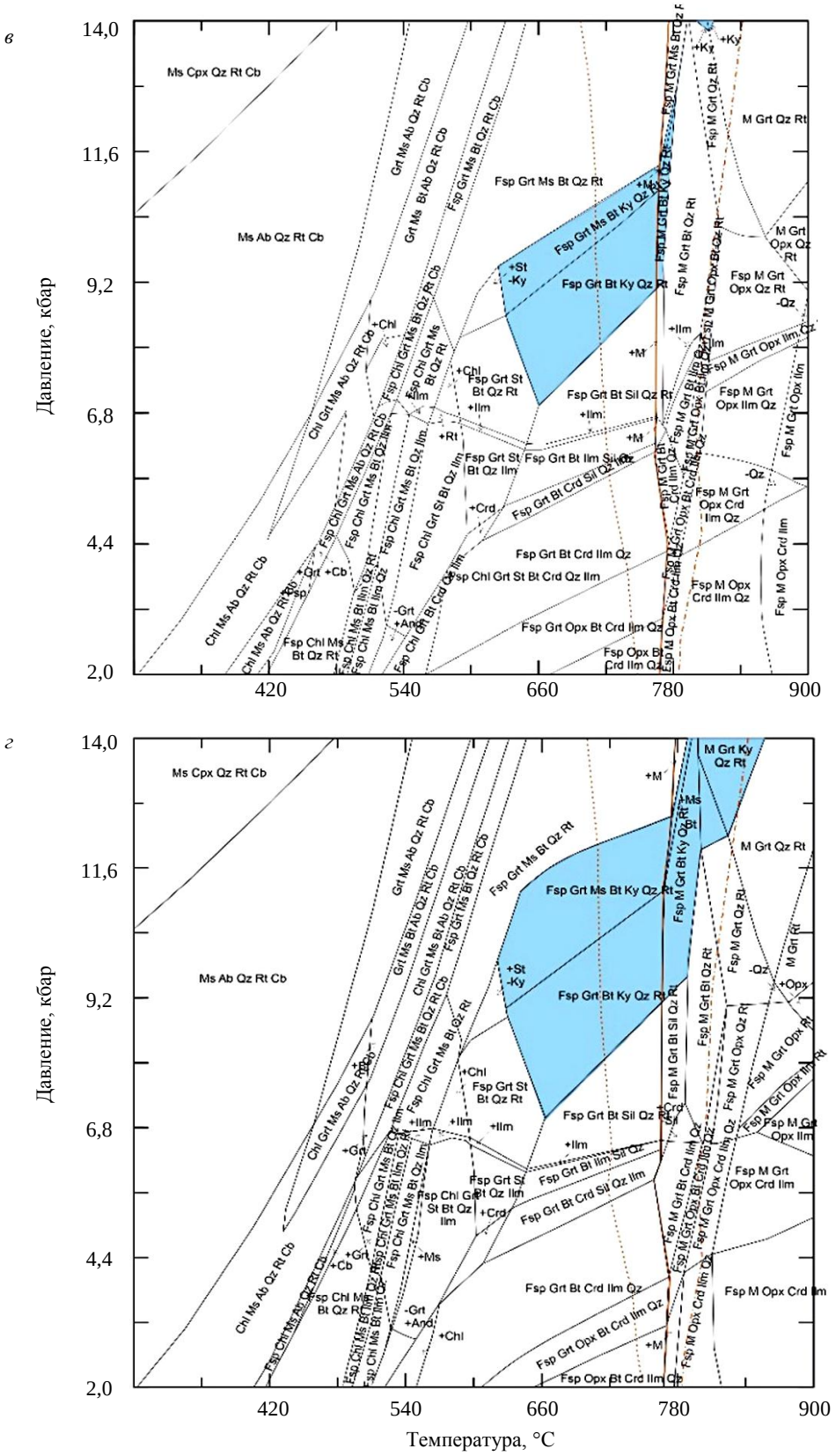


Рис.5. Окончание

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

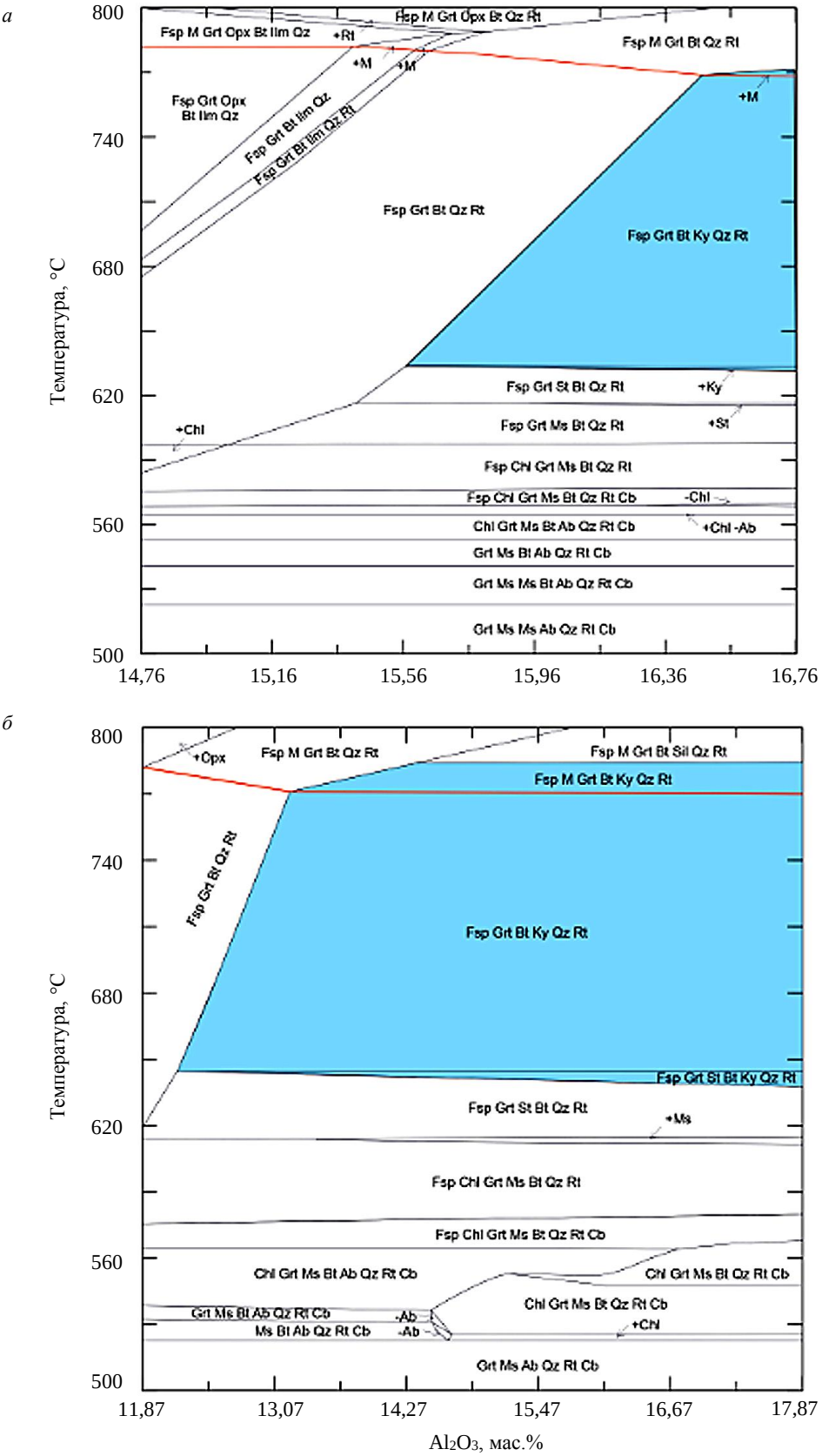


Рис.6. Бинарные фазовые диаграммы «Температура – Состав», рассчитанные методом минимизации энергии Гиббса для определения благоприятных для появления кианита составов при вариациях в протолите содержаний Al_2O_3 (*а*, *б*) и CaO (*в*, *г*). Голубым цветом показано поле присутствия кианитсодержащих минеральных парагенезисов, красной линией – положение гранитного ликвидуса при соотношении во флюиде CO_2:H_2O = 0,2:0,8

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

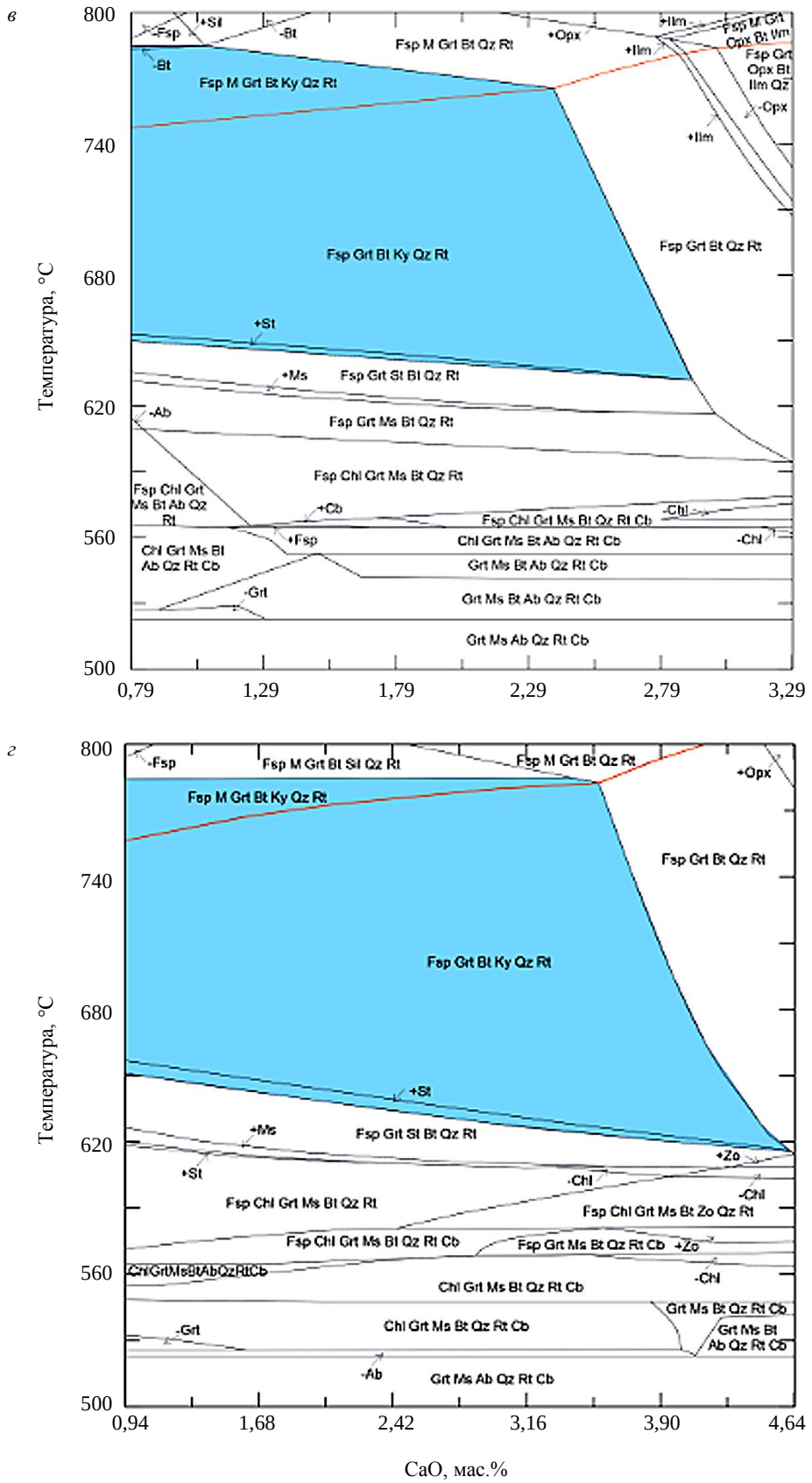


Рис.6. Окончание

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Записки Горного института. 2026. Т. 277. С. 26-44
© А.В.Юрченко, Ш.К.Балтыбаев, Т.А.Мыскова, 2025

U-Pb датирование монацита

Изотопный U-Pb анализ монацита из двух проб (Plot1 и Plot2, см. рис.1) мигматизированного гранат-кианит-плагиоклазового гнейса приведен в табл.2. Фигуративные точки монацита на диаграмме с конкордией (рис.7) располагаются с незначительным отклонением от линии конкордантной эволюции двух изотопных субсистем U-Pb системы, что говорит об отсутствии ее нарушения после кристаллизации исследуемых минералов.

Таблица 2

Результаты U-Pb изотопных исследований монацита

Проба	Фракция	$\frac{^{206}Pb^{а}}{^{204}Pb}$	$\frac{^{207}Pb^{б}}{^{206}Pb}$	$\frac{^{208}Pb^{б}}{^{206}Pb}$	$\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$	$\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$	$\frac{Th}{U}$	Rho	Возраст, млн лет			Конкордантный возраст	СКВО/_P
									$\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$		
Plot1	8 зерен	4290	0,11313	2,2409	5,211	0,3341	6,2	0,94	1858,0	1854,4	1850,3	1853±5	2/0,16
Plot2	12 зерен	7590	0,11329	2,1725	5,214	0,3338	6,0	0,94	1856,9	1855,0	1852,9	1854±5	0,48/0,48

Конкордантные значения возрастов составили для пробы Plot1 1853±5 млн лет, СКВО = 2 с вероятностью конкордантности 0,16, для пробы Plot2 – 1854±5 млн лет, СКВО = 0,48 с вероятностью 0,49. Учитывая практическую идентичность рассчитанных значений возрастов, а также их перекрытия аналитической погрешностью, возраст монацитов из двух проб принимается за 1854±5 млн лет.

Обсуждение результатов

Метаморфические минеральные парагенезисы в изученных породах чупинской толщи имеют достаточно широкое поле устойчивости в координатах температуры и давления. Данные предшествовавших исследований (например, [19]) свидетельствуют о том, что в лейкосомах амфиболитов сохранились минеральные парагенезисы, отвечающие пиковым условиям гранулитовой фации высоких давлений, а их регрессивные преобразования происходили в условиях средне- и высокотемпературной амфиболитовой фации высоких давлений. Однако остается неясным, к какому времени эндогенной эволюции пород относятся эти *PT*-параметры, поскольку в мигматитах этими авторами датированы только цирконы архейского возраста, а более молодые (например, палеопротерозойские) цирконы в пробах обнаружены не были. Это странно, поскольку палеопротерозой-

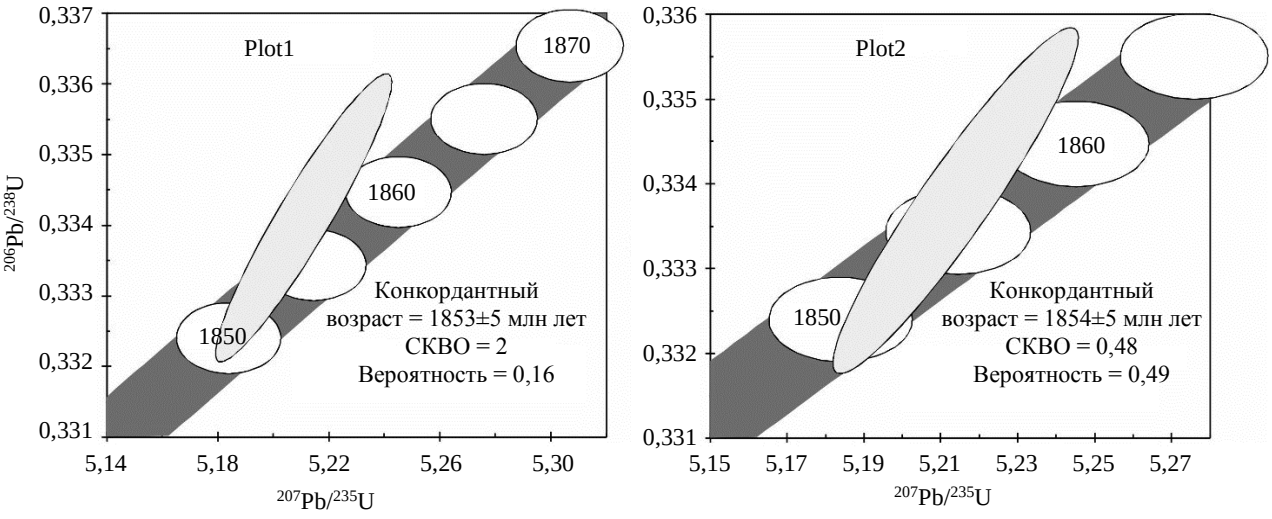


Рис.7. Диаграмма с конкордией для двух проб монацита из гранат-кианит-плагиоклазового гнейса чупинской толщи. Значения возраста рассчитаны для 2σ

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

ские процессы весьма интенсивно проявлены в БПП [16, 23, 37], что подтверждено многочисленными геохронологическими исследованиями [38-40]. В частности, в породах района Воче-Ламбина северо-западной части БПП лейкосома с погружающейся на восток транспрессионной линейностью имеет возраст 1898±2 млн лет и связывается с палеопротерозойскими коллизионными событиями [38]. Южнее, в районе Чупа-Лоухи последний коллизионный метаморфизм и мигматизация имели место между 1840 и 1875 млн лет (по данным U-Pb изучения циркона методом SIMS [41]). С учетом этих геохронологических данных высказано предположение [38], что в пределах БПП коллизия Кольского и Карельского архейских кратонов привела к образованию регионального комплекса зон рассланцевания (пластического сдвигового течения) в условиях метаморфизма амфиболитовой фации, которое сопровождалось мигматизацией пород [38, 41, 42]. Метаморфизм не всегда приводит к заметной миграции химических элементов в породах, что следует из ряда работ по примыкающим к чупинской толще структурам [43, 44].

Условия метаморфизма, отвечающие умеренным или повышенным давлениям амфиболитовой фации весьма характерны как для БПП, так и для непосредственно примыкающих к поясу структурам. В частности, *PT*-параметры метаморфизма амфиболитовой фации умеренных давлений установлены в интрузиях перидотитов, а также кислых и средних метавулканитов возрастом 1923-1926 млн лет Каскамской структуры террейна Инари, расположенной к северу от Лапландского гранулитового пояса [45]. Палеопротерозойский прогрессивный метаморфизм амфиболитовой фации при T = 625-660 °С и P = 7-9 кбар также описан в породах Корватундровской структуры, подстилающей Лапландский гранулитовой пояс [46].

Составы большинства протолитов чупинских гнейсов оказались благоприятными для образования кианита. Ключевым фактором, определяющим появление в изученных породах кианита, является повышенное отношение Al_2O_3/CaO в протолитах, которое должно быть не менее 5:1 при содержании суммы щелочей ($Na_2O + K_2O$), превышающей содержание CaO. В таких протолитах кианит образуется как выше температуры водонасыщенного солидуса, так и ниже нее. Этим определяется широкое присутствие данного минерала как в мигматизированных разностях, так и в гнейсах, не содержащих лейкосомы.

Судя по ICV, в диапазоне 0,5-1,1 протолиты содержали обломочный материал различной седиментационной зрелости. Протолитами могли выступать слабо и умеренно выветрелые породы гранитного состава.

Зоны пологого разгнейсования и рассланцевания (пластического сдвигового течения), связанные с формированием пологозалегающих (5-30°) надвигов субширотного или северо-западного простирания, рассматриваются как важный репер палеопротерозойского этапа эволюции БПП [38, 39, 42]. Так же считает С.Ю.Колодяжный – широко развитые в пределах БПП пологопадающие зоны надвигов образовались в результате становления протрузии гранулитов Порьей губы [47]. На основе геологических соотношений палеопротерозойских даек и массивов метагаббро с рассланцованными породами, а также геохронологических данных, полученных по метаморфическим породам в зонах пологого рассланцевания и разгнейсования, предполагается, что эти зоны сформировались около 1855 млн лет назад [39].

По данным U-Pb датирования титанита и рутила [37], в период примерно от 1,94 до 1,82 млрд лет назад породы БПП испытывали медленное остывание. Последнее метаморфическое событие 1900-1800 млн лет назад, которое привело к перезапуску U-Pb системы титанитов и локальному росту циркона, связывалось с зонами мигматизации и пегматитообразования, где предполагается наиболее интенсивная циркуляция водно-щелочных флюидов [37, 41].

Полученные данные о *PT*-параметрах метаморфизма и времени проявления мигматизации в чупинской толще необходимо рассматривать как один из этапов палеопротерозойской тектонотермальной активности, достигающий по интенсивности условий частичного плавления пород. Место этого события в общей последовательности тектонических событий в регионе, а также характер участия геологических структур, сформированных к тому времени, требует дальнейшего изучения. Возможно, в тектоническом сценарии, объясняющем эволюцию палеопротерозойских

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

эндогенных событий в пределах БПП следует учитывать процессы, связанные со становлением Свекофеннского орогена, и, соответственно, свекофеннской орогенией.

Заключение

Проведенные исследования минерального и петрографического состава вместе с определением литохимических параметров пород чупинской толщи БПП с U-Pb датированием метаморфического монацита и петрогенетическим моделированием позволяют сделать следующие выводы:

• *PT*-параметры метаморфизма и изотопный U-Pb возраст по монациту 1854±5 млн лет мигматизированных гнейсов чупинской толщи отвечают одному из этапов проявления палеопротерозойской тектоно-термальной активности в БПП. Природа этой активности в контексте развития и становления крупных структур Беломорья в палеопротерозое требует дальнейшего изучения.

• Метаморфические минеральные парагенезисы, состоящие из граната, плагиоклаза, кианита, биотита и рутила хорошо воспроизводятся при компьютерном моделировании минералообразования в области высокотемпературной амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма средних и умеренно высоких давлений.

• Ключевым фактором, определяющим появление в чупинских породах кианита, является повышенное отношение Al_2O_3/CaO, которое должно быть не менее чем 5:1 при весовом содержании щелочей, сумма ($Na_2O + K_2O$) которых должна превышать CaO.

• Судя по значению параметра ICV, протолиты содержали обломочный материал различной седиментационной зрелости. Такими протолитами могли быть слабо и умеренно выветрелые граниты.

Авторы благодарят О.Л.Галанкину (*ИГГД РАН, Санкт-Петербург*) *за помощь в аналитических исследованиях составов минералов и Н.Г.Ризванову* (*ИГГД РАН, Санкт-Петербург*) *за помощь в изотопных исследованиях монацита*.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Mingguo Zhai, Xiyan Zhu, Yanyan Zhou et al.* Continental crustal evolution and synchronous metallogeny through time in the North China Craton // Journal of Asian Earth Sciences. 2020. Vol. 194. № 104169. DOI: 10.1016/j.jseaes.2019.104169
2. *Emo R.B., Kamber B.S.* Evidence for highly refractory, heat producing element-depleted lower continental crust: Some implications for the formation and evolution of the continents // Chemical Geology. 2021. Vol. 580. № 120389. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2021.120389
3. *Touret J.L.R., Santosh M., Huizenga J.M.* Composition and evolution of the continental crust: Retrospect and prospect // Geoscience Frontiers. 2022. Vol. 13. Iss. 5. № 101428. DOI: 10.1016/j.gsf.2022.101428
4. *Marimon R.S., Hawkesworth C.J., Dantas E.L. et al.* The generation and evolution of the Archean continental crust: The granitoid story in southeastern Brazil // Geoscience Frontiers. 2022. Vol. 13. Iss. 4. № 101402. DOI: 10.1016/j.gsf.2022.101402
5. *Sakyi P.A., Kwayisi D., Nunoo S. et al.* Crustal evolution of alternating Paleoproterozoic belts and basins in the Birimian terrane in southeastern West African Craton // Journal of African Earth Sciences. 2024. Vol. 220. № 105449. DOI: 10.1016/j.jafrearsci.2024.105449
6. *Wen-Bin Xue, Shao-Cong Lai, Yu Zhu et al.* Generation of Neoproterozoic granites of the Huangling batholith in the northern Yangtze Block, South China: Implications for the evolution of the Precambrian continental crust // Journal of Asian Earth Sciences. 2025. Vol. 277. № 106395. DOI: 10.1016/j.jseaes.2024.106395
7. *Алексеев В.И.* Глубинное строение и геодинамические условия гранитоидного магматизма Востока России // Записки Горного института. 2020. Т. 243. С. 259-265. DOI: 10.31897/PMI.2020.3.259
8. *Марин Ю.Б., Смоленский В.В., Бескин С.М.* Типизация редкометалльных щелочных гранитов // Записки Российского минералогического общества. 2023. Ч. 152. № 5. С. 1-13. DOI: 10.31857/S0869605523050040
9. *Lehmann B.* Formation of tin ore deposits: A reassessment // Lithos. 2021. Vol. 402-403. № 105756. DOI: 10.1016/j.lithos.2020.105756
10. *Yong-Fei Zheng, Peng Gao.* The production of granitic magmas through crustal anatexis at convergent plate boundaries // Lithos. 2021. Vol. 402-403. № 106232. DOI: 10.1016/j.lithos.2021.106232
11. *Qiong-Xia Xia, Meng Yu, Er-Lin Zhu et al.* Two generations of crustal anatexis in association with two-stage exhumation of ultrahigh-pressure metamorphic rocks in the Dabie orogen // Lithos. 2023. Vol. 446-447. № 107146. DOI: 10.1016/j.lithos.2023.107146
12. *Shaoji Yang, Yanru Song, Haijin Xu et al.* Paleoproterozoic ultrahigh-temperature metamorphism and anatexis of the pelitic granulites in the Kongling terrane, South China // Precambrian Research. 2024. Vol. 414. № 107591. DOI: 10.1016/j.precamres.2024.107591
13. *Guangyu Huang, Jinghui Guo, Richard Palin.* Phase equilibria modeling of anatexis during ultra-high temperature metamorphism of the crust // Lithos. 2021. Vol. 398-399. № 106326. DOI: 10.1016/j.lithos.2021.106326

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

14. *Haobo Wang, Shuyun Cao, Junyu Li et al.* High-pressure granulite-facies metamorphism and anatexis of deep continental crust: New insights from the Cenozoic Ailao Shan–Red River shear zone, Southeast Asia // Gondwana Research. 2022. Vol. 103. P. 314-334. DOI: 10.1016/j.gr.2021.10.010

15. *Guangyu Huang, Hao Liu, Jinghui Guo et al.* Partial melting mechanisms of peraluminous felsic magmatism in a collisional orogen: An example from the Khondalite belt, North China craton // Journal of Metamorphic Geology. 2024. Vol. 42. Iss. 6. P. 817-841. DOI: 10.1111/jmg.12774

16. Ранний докембрий Балтийского щита / Отв. ред. В.А. Глебовицкий. СПб: Наука, 2005. 711 с.

17. *Глебовицкий В.А., Седова И.С., Ларионов А.Н., Бережная Н.Г.* Изотопная периодизация магматических и метаморфических событий на рубеже архея и палеопротерозоя в Беломорском поясе, Фенноскандинавский щит // Доклады Академии наук. 2017. Т. 476. № 4. С. 435-439. DOI: 10.7868/S0869565217280179

18. *Володичев О.И.* Беломорский комплекс Карелии. Геология и петрология. Л.: Наука, 1990. 245 с.

19. *Слабунов А.И., Азимов П.Я., Глебовицкий В.А. и др.* Архейская и палеопротерозойская мигматизации пород Беломорской провинции Фенноскандинавского щита: петрология, геохронология, геодинамические следствия // Доклады Академии наук. 2016. Т. 467. № 1. С. 71-74. DOI: 10.7868/S0869565216070239

20. *Мыскова Т.А., Глебовицкий В.А., Миллер Ю.В. и др.* Супракрустальные толщи Беломорского подвижного пояса: первичный состав, возраст и происхождение // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2003. Т. 11. № 6. С. 3-19.

21. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание 2-е. Серия Карельская. Лист Q-36-XV, XVI (Лоухи). Объяснительная записка. М.: Московский филиал «ВСЕГЕИ», 2021. 109 с.

22. *Ручьев А.М.* О протолите северокарельских гнейсов чупинской свиты беломорского комплекса // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2000. Вып. 2. С. 12-25.

23. *Бибикова Е.В., Борисова Е.Ю., Другова Г.М., Макаров В.А.* Метаморфическая история и возраст глиноземистых гнейсов Беломорского пояса Балтийского щита // Геохимия. 1997. № 9. С. 883-893.

24. *Другова Г.М.* Особенности раннедокембрийского метаморфизма в Беломорском складчатом поясе (Балтийский щит) // Записки Всероссийского минералогического общества. 1996. Ч. 125. № 2. С. 24-38.

25. *Скублов С.Г., Азимов П.Я., Ли С.-Х. и др.* Полиметаморфизм чупинской толщи Беломорского подвижного пояса (Фенноскандия) по данным изотопно-геохимического (U-Pb, REE, O) исследования циркона // Геохимия. 2017. № 1. С. 3-16. DOI: 10.7868/S0016752517010095

26. *Steiger R.H., Jäger E.* Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth and Planetary Science Letters. 1977. Vol. 36. Iss. 3. P. 359-362. DOI: 10.1016/0012-821X(77)90060-7

27. *Connolly J.A.D.* Multivariable Phase Diagrams: An Algorithm Based on Generalized Thermodynamics // American Journal of Science. 1990. Vol. 290. Iss. 6. P. 666-718. DOI: 10.2475/ajs.290.6.666

28. *Holland T.J.B., Powell R.* An improved and extended internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest, involving a new equation of state for solids // Journal of Metamorphic Geology. 2011. Vol. 29. Iss. 3. P. 333-383. DOI: 10.1111/j.1525-1314.2010.00923.x

29. *White R.W., Powell R., Holland T.J.B. et al.* New mineral activity–composition relations for thermodynamic calculations in metapelitic systems // Journal of Metamorphic Geology. 2014. Vol. 32. Iss. 3. P. 261-286. DOI: 10.1111/jmg.12071

30. *Pettijohn F.J., Potter P.E., Siever R.* Sand and Sandstone. Springer-Verlag, 1972. 634 p.

31. *Nesbitt H.W., Young G.M.* Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // Nature. 1982. Vol. 299. Iss. 5885. P. 715-717. DOI: 10.1038/299715a0

32. *Юрченко А.В., Балтыбаев Ш.К., Волкова Ю.Р., Мальчушкин Е.С.* Особенности вещественного состава, параметры метаморфизма и протолиты гранулитов Ларбинского блока Джугджуро-Становой складчатой области // Тихоокеанская геология. 2024. Т. 43. № 2. С. 20-39. DOI: 10.30911/0207-4028-2024-43-2-20-39

33. *Cox R., Lowe D.R., Cullers R.L.* The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1995. Vol. 59. Iss. 14. P. 2919-2940. DOI: 10.1016/0016-7037(95)00185-9

34. *Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Основы литохимии. СПб: Наука, 2000. 479 с.

35. *Неелов А.Н.* Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.

36. *Warr L.N.* IMA–CNMNC approved mineral symbols // Mineralogical Magazine. 2021. Vol. 85. Iss. 3. P. 291-320. DOI: 10.1180/mgm.2021.43

37. *Bibikova E., Skiöld T., Bogdanova S. et al.* Titanite-rutile thermochronometry across the boundary between the Archaean Craton in Karelia and the Belomorian Mobile Belt, eastern Baltic Shield // Precambrian Research. 2001. Vol. 105. Iss. 2-4. P. 315-330. DOI: 10.1016/S0301-9268(00)00117-0

38. *Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J., Whitehouse M.J.* The Lapland–Kola orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere // European Lithosphere Dynamics. Geological Society of London, 2006. Vol. 32. P. 579-598. DOI: 10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.35

39. *Козловский В.М., Травин В.В., Саватенков В.М. и др.* Термобарометрия палеопротерозойских метаморфических событий центральной части Беломорского подвижного пояса, Северная Карелия // Петрология. 2020. Т. 28. № 2. С. 184-209. DOI: 10.31857/S0869590320010033

40. *Dokukina K.A., Konilov A.N., Bayanova T.B. et al.* Metamorphosed Plagiogranite Veins In Salma Eclogites, Belomorian Eclogite Province // Precambrian Research. 2024. Vol. 400. № 107248. DOI: 10.1016/j.precamres.2023.107248

41. *Бибикова Е.В., Богданова С.В., Глебовицкий В.А. и др.* Этапы эволюции Беломорского подвижного пояса по данным U-Pb цирконовой геохронологии (ионный микрозонд NORDSIM) // Петрология. 2004. Т. 12. № 3. С. 227-244.

42. *Балаганский В.В.* Главные этапы тектонического развития северо-востока Балтийского щита в палеопротерозое: Автореф. дис. … д-ра геол.-минерал. наук. СПб: Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 2002. 32 с.

43. *Крылов Д.П., Климова Е.В.* Происхождение карбонатно-силикатных пород Порьей губы (Лапландско-Колвицкий гранулитовый пояс) по результатам анализа стабильных изотопов ($\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$) // Записки Горного института. 2024. Т. 265. С. 3-15.

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

44. *Салимгараева Л.И., Скублов С.Г., Березин А.В., Галанкина О.Л.* Фальбанды Керетского архипелага Белого моря: характеристика состава пород и минералов, рудная минерализация // Записки Горного института. 2020. Т. 245. С. 513-521. DOI: 10.31897/PMI.2020.5.2

45. *Вревский А.Б., Кузнецов А.Б., Львов П.А.* Возраст и стратиграфическое положение супракрустального комплекса каскамского блока террейна Инари (северо-восток Кольско-Норвежской области Фенноскандинавского щита) // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2023. Т. 511. № 2. С. 159-167. DOI: 10.31857/S2686739723600674

46. *Ниткина Е.А., Беляев О.А., Доливо-Добровольский Д.В. и др.* Метаморфизм Корватундровской структуры Лапландско-Кольского орогена (арктическая зона Фенноскандинавского щита) // Геология и геофизика. 2022. Т. 63. № 4. С. 603-621. DOI: 10.15372/GiG2021172

47. *Колодяжный С.Ю.* Структурно-кинематическая эволюция юго-восточной части Балтийского щита в палеопротерозое. М.: ГЕОС, 2006. 332 с.

***Авторы*: Анастасия Владимировна Юрченко,** *канд. геол.-минерал. наук, научный сотрудник* (*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия*), *yurchenko-nastya@yandex.ru, https://orcid.org/0000-0002-3999-5151*, **Шаукет Каимович Балтыбаев,** *д-р геол.-минерал. наук, главный научный сотрудник* (*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия*), *профессор* (*Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, Санкт-Петербург, Россия*), *https://orcid.org/0000-0002-6484-2042*, **Татьяна Анатольевна Мыскова,** *канд. геол.-минерал. наук, старший научный сотрудник* (*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия*), *https://orcid.org/0000-0001-6911-7694*.

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0