СОДЕРЖАНИЕ

Том 29, номер 5, 2021

Неоархейские гранитоиды на западе Тунгусского супертеррейна, фундамент Сибирской платформы: геохронология, петрология, тектоническое значение

А. В. Самсонов, А. В. Постников, В. А. Спиридонов, Ю. О. Ларионова, А. Н. Ларионов, А. В. Травин, О. В. Постникова, Н. В. Соловьева, И. А. Сабиров, И. В. Спиридонов 451

Петрология среднепалеопротерозойского ультрамафит-щелочно-карбонатитового интрузивного Тикшеозерского комплекса (Северная Карелия)

Е. В. Шарков, А. В. Чистяков, М. М. Богина, В. В. Щипцов, Б. В. Беляцкий, П. В. Фролов 478

Сравнительный анализ составов базальтов архея и фанерозоя: возможности и ограничения геодинамических реконструкций по геохимическим данным

С. Д. Великославинский, Д. П. Крылов, А. Б. Котов, В. П. Ковач, Е. В. Толмачева, Т. М. Сковитина 508

Петрохимические критерии появления ставролита в метапелитах при среднетемпературном метаморфизме низких и средних давлений

Е. Б. Борисова, Ш. К. Балтыбаев 536

Экспериментальное изучение катионообменных равновесий твердых растворов галлиевых полевых шпатов $(Na,K)GaSi_3O_8$ с водно-солевым флюидом $(NaCl–KCl–H_2O)$ при 550°C и 1.5 кбар

А. Р. Котельников, Н. И. Сук, Г. М. Ахмеджанова, З. А. Котельникова 552

ПЕТРОЛОГИЯ, 2021, том 29, № 5, с. 451–477

УДК 552:550.4

НЕОАРХЕЙСКИЕ ГРАНИТОИДЫ НА ЗАПАДЕ ТУНГУССКОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА, ФУНДАМЕНТ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ: ГЕОХРОНОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

© 2021 г. А. В. Самсонов[a, *], А. В. Постников[b], В. А. Спиридонов[c], Ю. О. Ларионова[a], А. Н. Ларионов[d], А. В. Травин[e], О. В. Постникова[b], Н. В. Соловьева[a], И. А. Сабиров[b], И. В. Спиридонов[c]

[a] *Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия*
[b] *РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина, Москва, Россия*
[c] *ФГУП ГНЦ РФ "ВНИИгеосистем", Москва, Россия*
[d] *Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия*
[e] *Институт геологии и минералогии РАН СО РАН, Новосибирск, Россия*
**e-mail: samsonovigem@mail.ru*

Поступила в редакцию 08.03.2020 г.
После доработки 24.04.2021 г.
Принята к публикации 15.05.2021 г.

Представлены результаты изучения гранитоидов Юрубченского массива, которые слагают фундамент Камовского свода Байкитского поднятия в западной части Тунгусского супертеррейна, Сибирский кратон. Породы массива вскрыты скважинами на глубине 1.8–2.0 км и занимают площадь не менее 400 км^2. U-Pb (SHRIMP) датирование циркона, геохимические и изотопные исследования Юрубченского массива показали наличие двух групп гранитоидов – одновозрастных, но пространственно обособленных и имеющих разные петрогенетические характеристики. Гранодиориты (2562 ± ± 16 млн лет) имеют $\varepsilon_{Nd}(T) = +0.9...+2.1$, высокие концентрации легких РЗЭ, сильно фракционированные спектры тяжелых РЗЭ ($Gd_N/Yb_N = 3.4–6.2$) и могли образоваться при плавлении обогащенного базитового источника с короткой коровой историей в равновесии с гранатсодержащим реститом на глубине не менее 45 км. В отличие от гранодиоритов, натровые и калиевые лейкограниты (2563 ± 10 и 2563 ± 18 млн лет соответственно) с $\varepsilon_{Nd}(T)$ от –0.3 до –1.7 и менее фракционированными спектрами тяжелых РЗЭ ($Gd_N/Yb_N = 1.7–2.3$) могли быть сформированы в результате плавления корового источника на небольших глубинах. Изотопное изучение породообразующих и акцессорных минералов гранитоидов фиксирует два этапа их постмагматической истории: около 2.40 млрд лет (Rb-Sr и Sm-Nd минеральные изохроны) и 1.87 млрд лет (Ar-Ar по биотиту). Синхронное образование гранодиоритов и лейкогранитов с разными петрогенетическими характеристиками, вероятно, было связано с растяжением литосферы в постколлизионной обстановке около 2.56 млрд лет назад, что обеспечило плавление разных уровней неоднородной по составу и возрасту коры. Закрытие Rb-Sr и Sm-Nd систем в минералах гранитоидов около 2.40 млрд лет назад, возможно, было связано с завершением эволюции неоархейского коллизионного орогена и остыванием Юрубченского массива до температуры около 400°C на глубине 7–10 км. Поздний этап, около 1.87 млрд лет, мог быть связан с тектонической эксгумацией архейских пород запада Тунгусского супертеррейна в ходе формирования палеопротерозойского Ангарского пояса. По возрасту постколлизионных гранитоидов (2.56 млрд лет), фиксирующих время стабилизации архейской коры, Тунгусский супертеррейн моложе террейнов, относимых к архейским суперкратонам Ваалбара и Сьюпериа, но сопоставим с коровыми блоками в составе суперкратона Славиа и, возможно, представляет тектонический фрагмент этого самого молодого неоархейского континента.

Ключевые слова: фундамент древних платформ, Сибирский кратон, Тунгусский супертеррейн, ранний докембрий, петрология, геохронология и тектоническая обстановка гранитоидов

DOI: 10.31857/S086959032105006X

ВВЕДЕНИЕ

Раннедокембрийская (древнее 1.6 млрд лет) кора составляет около 70% континентальной коры Земли (Condie, 2011). Наиболее крупные и сохранные блоки этой древней коры, раннедокембрийские кратоны, по большей части захоронены под мощным осадочным чехлом, и лишь небольшие их участки, щиты, выведены на поверхность

и доступны для изучения. Современные представления о геологии и тектонике раннего докембрия ограничены данными по открытым территориям, что является одним из факторов, определяющих сложность расшифровки ранней истории Земли и, в частности, проведение тектонических и палеоконтинентальных реконструкций для раннего докембрия.

Изучение погребенных частей кратонов проводится на основе комплекса геофизических данных в сочетании с геохронологическими и петрологическими исследованиями керна глубоких скважин. Примером таких работ может служить Восточно-Европейский кратон, где более 40 лет проводилось изучение его плитной части под платформенным чехлом (Богданова, 1986; Bogdanova et al., 2016, 2021 и ссылки в этих работах). В итоге разработана тектоническая карта всего Восточно-Европейского кратона и выделены литосферные блоки, которые имели разную историю формирования, развивались автономно в составе разных континентов и были сцементированы в конце палеопротерозоя 2.1–1.8 млрд лет назад (Bogdanova, 1993; Bogdanova et al., 2016).

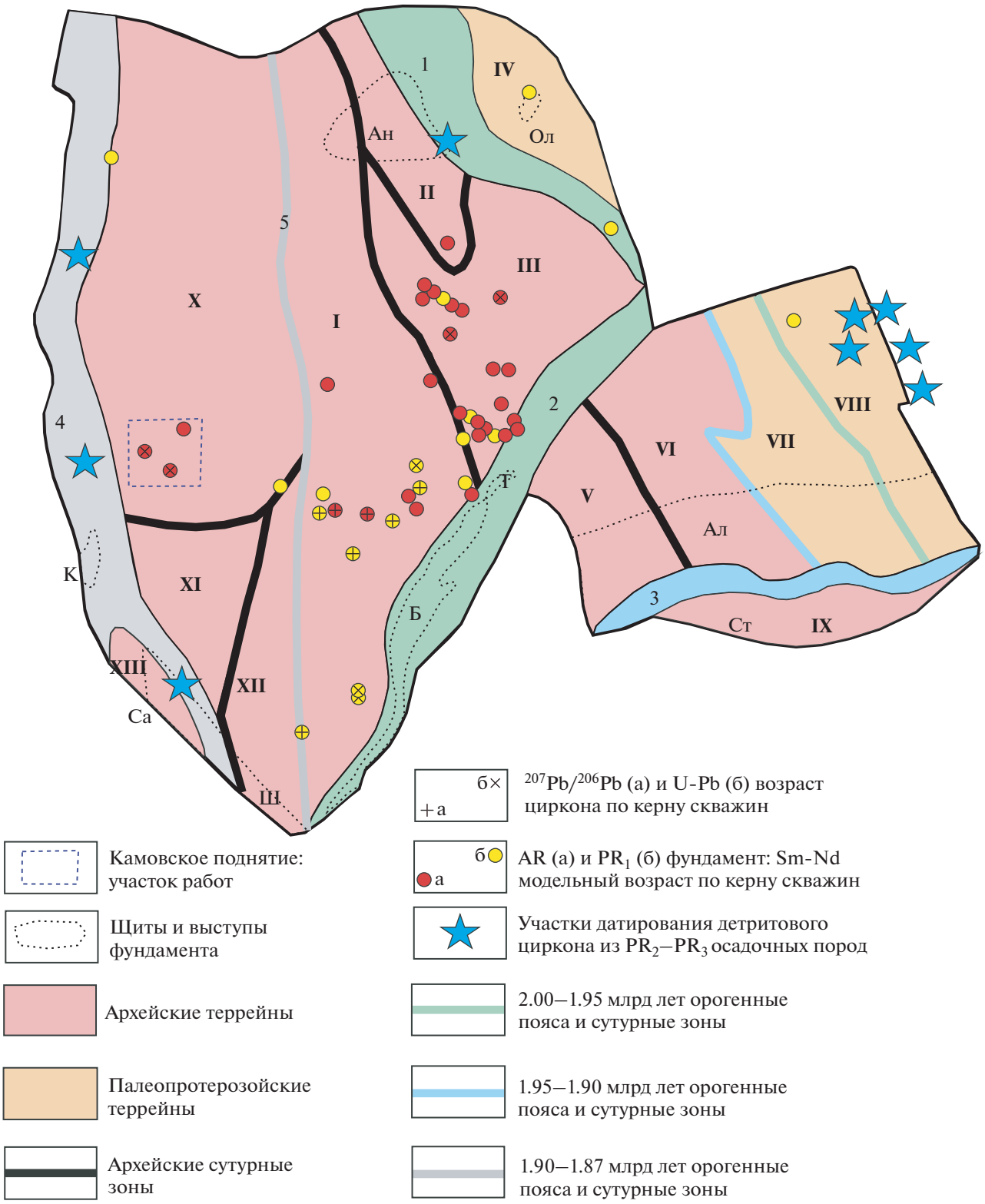
Второй крупный блок раннедокембрийской литосферы Евроазиатского континента, Сибирский кратон, также по большей части перекрыт мощным вулканогенно-осадочным чехлом. Данные о строении, составе, возрасте и истории формирования этого кратона основаны на результатах изучения небольших выходов кристаллического фундамента на поверхность в южной, северной и западной частях Сибирской платформы в пределах Алданского и Анабарского щитов и Байкальского, Канского, Оленекского, Саянского, Станового, Тонодского и Шарыжалгайского выступов (рис. 1). Первая схема тектонического строения всего Сибирского кратона была разработана на основе геофизических данных по породам фундамента под платформенным чехлом и интерполяции результатов изучения раннедокембрийских пород на щитах и выступах (Rosen et al., 1994). Эта схема получила дальнейшее развитие по результатам Sm-Nd изотопных исследований обширной (75 образцов) коллекции керна глубоких скважин и коровых ксенолитов из кимберлитов (Ковач и др., 2000), которые подтвердили существование блоков с архейской и палеопротерозойской коровой предысторией.

Оценки возраста циркона из пород фундамента по керну глубоких скважин на основе изучения изотопного состава свинца $^{207}Pb/^{206}Pb$ методом термоионной эмиссии (Миронюк и др., 1996) и данные U-Pb датирования циркона на SHRIMP (Бочкарев и др., 2011, 2013; Попов и др., 2015) показали широкое распространение палеопротерозойских пород в составе Сибирского кратона и дополнили картину его возрастной гетерогенности. Косвенная информация о возрасте северной, западной и восточной частей Сибирского кратона была получена при проведении U-Pb и Lu-Hf изотопных исследований детритового циркона из мезо- и неопротерозойских осадочных пород (сводка в работе Priyatkina et al., 2020). Результаты изучения мантийных и коровых ксенолитов и ксенокристов циркона из кимберлитовых трубок в центральной и северо-восточной частях Сибирского кратона выявили широкий спектр возрастов от палеоархея до палеопротерозоя (Doucet et al., 2015; Ionov et al., 2015; Kostrovitsky et al., 2016). Это дополняет картину возрастной неоднородности раннедокембрийской литосферы и указывает на ведущую роль палеопротерозойских эндогенных событий в стабилизации этого раннедокембрийского литосферного блока.

Все эти данные послужили основой для уточнения и доработки схемы тектонического строения Сибирского кратона в работах разных авторов (Розен, 2003; Gladkochub et al., 2006; Smelov, Timofeev, 2007; Глебовицкий и др., 2008; Yakubchuk, 2009; Donskaya, 2020; Priyatkina et al., 2020).

Основной объем исследований Сибирского кратона под осадочным чехлом выполнен в его центральной части (рис. 1). Значительно меньше данных имеется для запада Сибирского кратона, где на огромной территории выделена обширная Тунгусская провинция (супертеррейн) архейского возраста (рис. 1). Детализация строения, состава и

Рис. 1. Главные тектонические структуры раннедокембрийского Сибирского кратона (Donskaya, 2020).
Участки оценки возраста пород Сибирского кратона под осадочным чехлом по результатам изучения керна скважин: Sm-Nd модельные возрасты (Ковач и др., 2000; Czamanske et al., 2000); изотопные возрасты по циркону термоионным $^{207}Pb/^{206}Pb$ методом (Миронюк и др., 1996) и U-Pb SHRIMP методом (Бочкарев и др., 2011, 2013; Попов и др., 2015).
Участки U-Pb изотопного датирования детритового циркона в мезо- и неопротерозойских терригенных осадочных породах (сводка в работе Priyatkina et al., 2020);
Раннедокембрийские блоки: *Анабарский супертеррейн*, включая: I – Маганский, II – Далдынский, III – Мархинский террейны; IV – Биректинский супертеррейн; *Алданский супертеррейн*, включая: V – Олекминский, VI – Центрально-Алданский, VII – Восточно-Алданский, VIII – Батомгский террейны; IX – Становой супертеррейн; *Тунгусский супертеррейн*, включая: X – Тунгусский, XI – Тасеевский, XII – Ангаро-Ленский террейны; XIII – Бирюсинский террейн.
Палеопротерозойские складчатые пояса: 1 – Хапчанский, 2 – Акитканский, 3 – Пристановой, 4 – Ангарский, 5 – Байкал-Таймырский.
Выходы раннедокембрийских пород Сибирского кратона на поверхность: Алданский (Ал) и Анабарский (Ан) щиты; Байкальский (Б), Канский (К), Оленекский (Ол), Саянский (Са), Становой (Ст), Тонодский (Т) и Шарыжалгайский (Ш) выступы.


1
IV
Ол
Ан
II
5
III
X
I
2
VIII
4
VI
VII
Г
V
Ал
К
XI
3
Б
Ст
IX
XIII
XII
Са
Ш
б×
+а
$^{207}Pb/^{206}Pb$ (а) и U-Pb (б) возраст циркона по керну скважин
Камовское поднятие: участок работ
б
а
AR (а) и PR_1 (б) фундамент: Sm-Nd модельный возраст по керну скважин
Щиты и выступы фундамента
Участки датирования детритового циркона из PR_2–PR_3 осадочных пород
Архейские террейны
2.00–1.95 млрд лет орогенные пояса и сутурные зоны
Палеопротерозойские террейны
1.95–1.90 млрд лет орогенные пояса и сутурные зоны
Архейские сутурные зоны
1.90–1.87 млрд лет орогенные пояса и сутурные зоны

возраста одного из участков этого супертеррейна обсуждается в статье на основании результатов комплексного изучения керна скважин, вскрывших раннедокембрийские комплексы в пределах Камовского свода Байкитского поднятия.

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Тунгусский супертеррейн выделен в западной части Сибирского кратона, перекрытой мощным осадочным чехлом, как крупный архейский коровый сегмент с близкой картиной аномального магнитного поля (Розен, 2003; Донская, 2019; Donskaya, 2020; Priyatkina et al., 2020) (рис. 1). С востока Тунгусский супертеррейн на разных тектонических схемах ограничивают меридиональным палеопротерозойским Байкал-Таймырским орогеном, который маркируется сменой характера аномального магнитного поля и находками ювенильных палеопротерозойских пород (Ковач и др., 2000). С запада Тунгусский супертеррейн обрамляется полосой палеопротерозойских пород Ангарского орогенного пояса, фрагменты которого вскрыты в юго-западной части Сибирского кратона на Саянском и Канском выступах (рис. 1). Архейские комплексы, относимые к Тунгусскому супертеррейну, выведены на поверхность только на самом юге в пределах Шарыжалгайского выступа, где вскрыты разнообразные гранитоиды, гранулито-гнейсовые и гнейс-зеленокаменные комплексы с возрастами от 3.4 до 2.5 млрд лет (сводка в работе Turkina et al., 2020). Основываясь на данных по Шарыжалгайскому выступу, весь Тунгусский супертеррейн предлагалось рассматривать как архейскую гранит-зеленокаменную область (ГЗО) (Розен, 2003).

На территории, перекрытой платформенным чехлом, данные о составе и возрасте Тунгусского супертеррейна получены для его центральной и северной частей (рис. 1). В центральной части гнейсы и гранитоиды, вскрытые скважинами на Байкитском поднятии, имеют архейские модельные возрасты T_{Nd}(DM) от 2.82 до 3.36 млрд лет (Ковач и др., 2000) и U-Pb изотопные возрасты циркона от 2.52 до 2.56 млрд лет (Бочкарев и др., 2011). В северной части возраст Тунгусского супертеррейна оценен по коровым ксенолитам из базальтовой Масловской диатремы триасового возраста (Czamanske et al., 2000). Модельные T_{Nd}(DM) возрасты для восьми ксенолитов гнейсов и гранитоидов варьируют от 1.7 до 2.6 млрд лет, что указывает на преобладание здесь палеопротерозойской коры. По результатам U-Pb (SHRIMP) датирования по циркону из ксенолита лейкогранита, он кристаллизовался около 910 млн лет назад и содержит унаследованные от корового источника ядра, возраст которых 1.90–2.10 млрд лет (Czamanske et al., 2000). U-Pb изотопное датирование детритового циркона из рифейских осадочных пород западного обрамления Тунгусского террейна вблизи Байкитского поднятия и к северу от него фиксирует два возрастных пика. Источником циркона с возрастом около 1.9 млрд лет рассматриваются породы Ангарского орогенного пояса, а циркон с возрастом около 2.6 млрд лет предположительно поставлялся при разрушении пород Тунгусского супертеррейна (Priyatkina et al., 2016, 2020).

В настоящей статье приводятся первые результаты петрологического и комплексного изотопно-геохронологического (U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr и Ar-Ar) изучения валовых проб гранитоидов Тунгусского супертеррейна, которые вскрыты скважинами в пределах Камовского свода Байкитской антеклизы. На основании полученных данных обсуждаются вопросы истории формирования западной части Тунгусского террейна в архее и его тектонической переработки в палеопротерозое.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Подготовка образцов к аналитическим исследованиям и выделение монофракций породообразующих минералов и циркона методами магнитной и плотностной сепарации проводились в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН (Москва).

Содержания петрогенных элементов в породах определялись методом РФА на спектрометре последовательного действия PW-2400 в ИГЕМ РАН. Подготовка препаратов для анализа выполнена путем сплавления 0.3 г порошка пробы с 3 г тетрабората лития в индукционной печи с последующим отливом гомогенного стеклообразного диска. Потери при прокаливании определялись гравиметрическим методом. Точность анализа составляла 1–5 отн. % для элементов с концентрациями выше 0.5 мас. % и до 12 отн. % для элементов с концентрацией ниже 0.5 мас. %. Концентрации редких и редкоземельных элементов определялись методом ICP-MS в лаборатории ядерно-физических и масс-спектральных методов анализа в ИПТМ РАН (Черноголовка) по методике (Карандашев и др., 2007).

Rb-Sr и Sm-Nd изотопные исследования выполнены в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН. Химическая подготовка вещества для масс-спектрометрических измерений проведена по методике, описанной в (Ларионова и др., 2007). Измерения изотопных отношений проводились на масс-спектрометре Sector 54 (Micromass, Англия) в мультиколлекторном динамическом режиме с использованием трехленточного источника ионов. Итоговая погрешность определения $^{143}Nd/^{144}Nd$ не превышает ±0.0022% с учетом воспроизводимости результатов по внутрилабораторному стандарту Nd-ИГЕМ 0.512400 ± 11 ($2\sigma_{ед}$, $N = 24$), что соответствует значению 0.511852 в стандарте изотопного состава неоди-

ма LaJolla. Погрешность определения $^{147}Sm/^{144}Nd$ оценивается в ±0.3% ($2\sigma_{ед}$) по результатам измерения стандарта BCR-1. Отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в стандарте SRM-987 за время измерительной сессии составило 0.710242 ± 15 ($2\sigma_{ед}$, N = 31). Погрешность $^{87}Rb/^{86}Sr$ принята равной 1%.

Эксперименты по $^{40}Ar/^{39}Ar$ датированию проводились в Центре коллективного пользования научным оборудованием для многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (Новосибирск). Облучение проб было проведено в кадмированном канале научного реактора ВВР-К типа в Научно-исследовательском институте ядерной физики при Томском государственном политехническом университете (Томск). Градиент нейтронного потока за период облучения не превышал 0.5% в размере образца. В качестве монитора использовался стандартный K/Ar образец мусковит MCA-11 (OCO № 129–88), подготовленный Всесоюзным научно-исследовательским институтом минерального сырья Министерства геологии СССР (ВИМС) в 1988 г. Для его калибровки в качестве $^{40}Ar/^{39}Ar$ монитора применялись международные стандартные образцы мусковит Bern 4m и биотит LP-6 (Baksi et al., 1996). По результатам калибровки в качестве возраста мусковита MCA-11 было принято среднее значение, которое составило 311.0 ± 1.5 млн лет (Травин, 2016). Значение полной постоянной распада ^{40}K (Steiger, Jager, 1976) принималось равным 5.543×10^{-10} год$^{-1}$. Датирование производилось методом ступенчатого прогрева в кварцевом реакторе с помощью внешней резистивной печи. Контроль температуры осуществлялся посредствам хромель-алюмелевой термопары с точностью ±1°C. Очистку аргона производили с помощью вымораживания жидким азотом и ZrAl-SAES-геттеров. Холостой опыт по ^{40}Ar (10 мин при 1200°C) не превышал 5×10^{-10} нсм^3. Изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре Noble gas 5400 фирмы "Микромасс" (Великобритания). Для коррекции на нейтроногенные изотопы ^{36}Ar, ^{37}Ar, ^{40}Ar, образовавшиеся во время облучения на Ca и K, использованы следующие коэффициенты: $(^{39}Ar/^{37}Ar)_{Ca} = 0.000891 \pm 0.000005$, $(^{36}Ar/^{37}Ar)_{Ca} = 0.000446 \pm 0.000006$, $(^{40}Ar/^{39}Ar)_K = 0.089 \pm 0.001$. Особое внимание уделялось контролю фактора изотопной дискриминации с помощью измерения очищенного атмосферного аргона. Среднее значение отношения $^{40}Ar/^{36}Ar$ на период измерений составило 298 ± 1.

U-Pb изотопный анализ циркона проводился на ионном микрозонде SHRIMP в ЦИИ ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург) по стандартной методике (Williams, 1998; Larionov et al., 2004). Цирконы, помещенные совместно со стандартными цирконами 91500 (Wiedenbeck, 1995) и Temora (Black et al., 2003) в эпоксидную матрицу, шлифовались примерно до половины толщины и покрывались ~100 Å слоем 99.999% золота. Внутренняя структура цирконов изучалась средствами оптической и электронной (CL, BSE) микроскопии. Для анализа выбирались области без видимых трещин и включений в идиоморфных индивидах. Полученные результаты обрабатывались с помощью программ SQUID v1.12 и ISOPLOT/Ex 3.22 (Ludwig, 2005а, 2005б), используя константы распада, предложенные в (Steiger, Jager, 1976). Поправка на нерадиогенный свинец, по модели (Stacey, Kramers, 1975), введена, используя измеренное $^{204}Pb/^{206}Pb$.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Геология и петрография гранитоидов

В пределах Камовского свода Байкитского поднятия при бурении скважин на территории Юрубчено-Тохомского нефтегазоконденсатного месторождения на глубине 1.8–2.0 км кристаллический фундамент вскрыт в виде отдельных изолированных выходов среди разновозрастных рифейских осадочных пород (рис. 2). По результатам петрографического изучения керна 13 скважин, в составе фундамента на площади около 10000 км^2 преобладают однородные и порфировые граниты, в разной степени разгнейсованные и прорванные телами габбро и долеритов (Вотинцев, Красильникова, 2019). Только две скважины вскрыли плагиогнейсы: Енгидинская-154 на западе площади (Вотинцев, Красильникова, 2019) и Байкитская-1 в северной ее части (Ковач и др., 2000). Мы провели изучение гранитоидов скважин Юрубченская-66 (Юр-66) и Юрубченская-112 (Юр-112), вскрывших фундамент на юге Камовского свода на двух участках, разобщенных на 50 км.

В разрезе скв. Юр-66 на всем изученном интервале 2348–2406 м вскрыты среднезернистые красно-коричневые гранодиориты с однородной, участками порфировой структурой, среди которых встречаются небольшие по мощности лейкогранитные жилки. Породы разбиты многочисленными зонками катаклаза и преобразованы процессами выветривания. Полевые шпаты, составляющие более 60% пород, частично замещены слюдистыми минералами. Темноцветные минералы (10–15%), биотит и, возможно, амфибол, полностью преобразованы, контуры их бывших зерен маркируются тонкими скоплениями гематита и слюдистого агрегата. Кварц, слагающий около 20% породы, выветриванием не преобразован, часть зерен имеет волнистое погасание, демонстрируя тектоническую переработку пород (рис. 3).

Скважина Юр-112 вскрыла фундамент на большом интервале 2471–2616 м. В верхней части (2471–2487 м) залегают светло-розовые мусковитовые лейкограниты, мелкозернистые, участками аплитовидные. Ниже (2557–2562 м) вскрыт не-

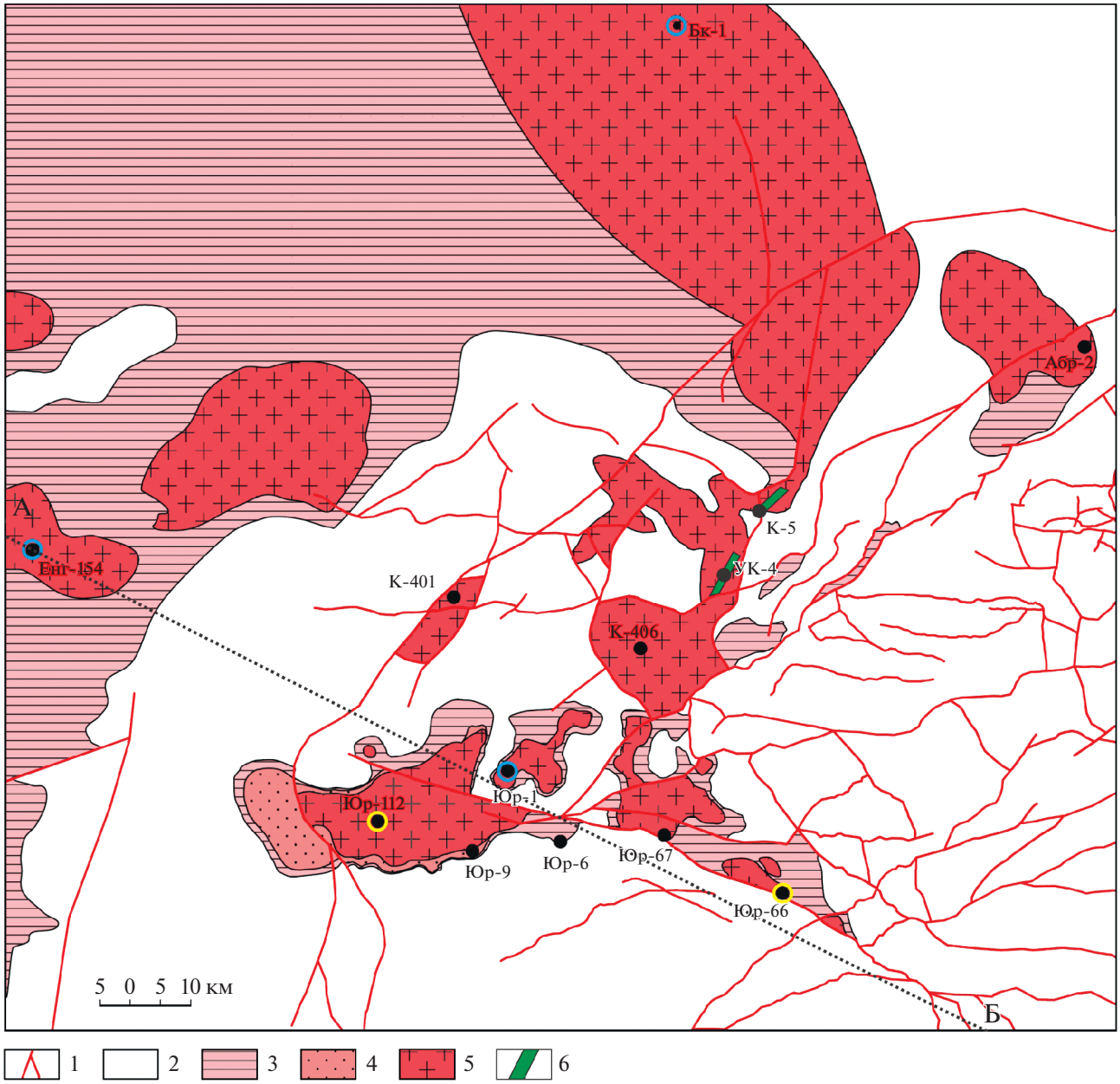


Рис. 2. Схематическая геологическая карта предвендской поверхности Камовского свода Байкитского поднятия (Вотинцев, Красильникова, 2019).
1 – разломы; 2–4 – рифейские толщи: 2 – R2 + 3, 3 – R2, 4 – R1; 5 – раннедокембрийский фундамент (AR + PR_1); 6 – интрузии габброидов и метадолеритов. Черные кружки – скважины, вскрывшие фундамент на площадях: Юр – Юрубченская, К – Куюмбинская, УК – Усть-Куюмбинская, Абр – Абракупчинская, Енг – Енгидинская, Бк – Байкитская. Голубой контур – скважины, по керну которых ранее были выполнены Sm-Nd и U-Pb изотопные исследования (Ковач и др., 2000; Бочкарев и др., 2011). Желтый контур – скважины, керн которых обсуждается в настоящей статье. А–Б – линия разреза, приведенного на рис. 12.

большой интервал лейкократовых биотитовых трондьемитов с порфировидными структурами, которые глубже сменяются однородными среднезернистыми трондьемитами. Переработка минерального состава пород, проявленная в хлоритизации биотита и соссюритизации плагиоклаза, могла быть связана как с постмагматическими процессами, так и с метаморфическим преобразованием гранитоидов в условиях не выше зеленосланцевой фации. Эпидот и гранат, обнаруженные в трондьемитах в акцессорных количествах при делении проб, могут представлять магматические минералы или, в случае граната, унаследованную компоненту от корового источника расплава. Тектоническая переработка пород имела локальный характер и устанавливается по мозаичному

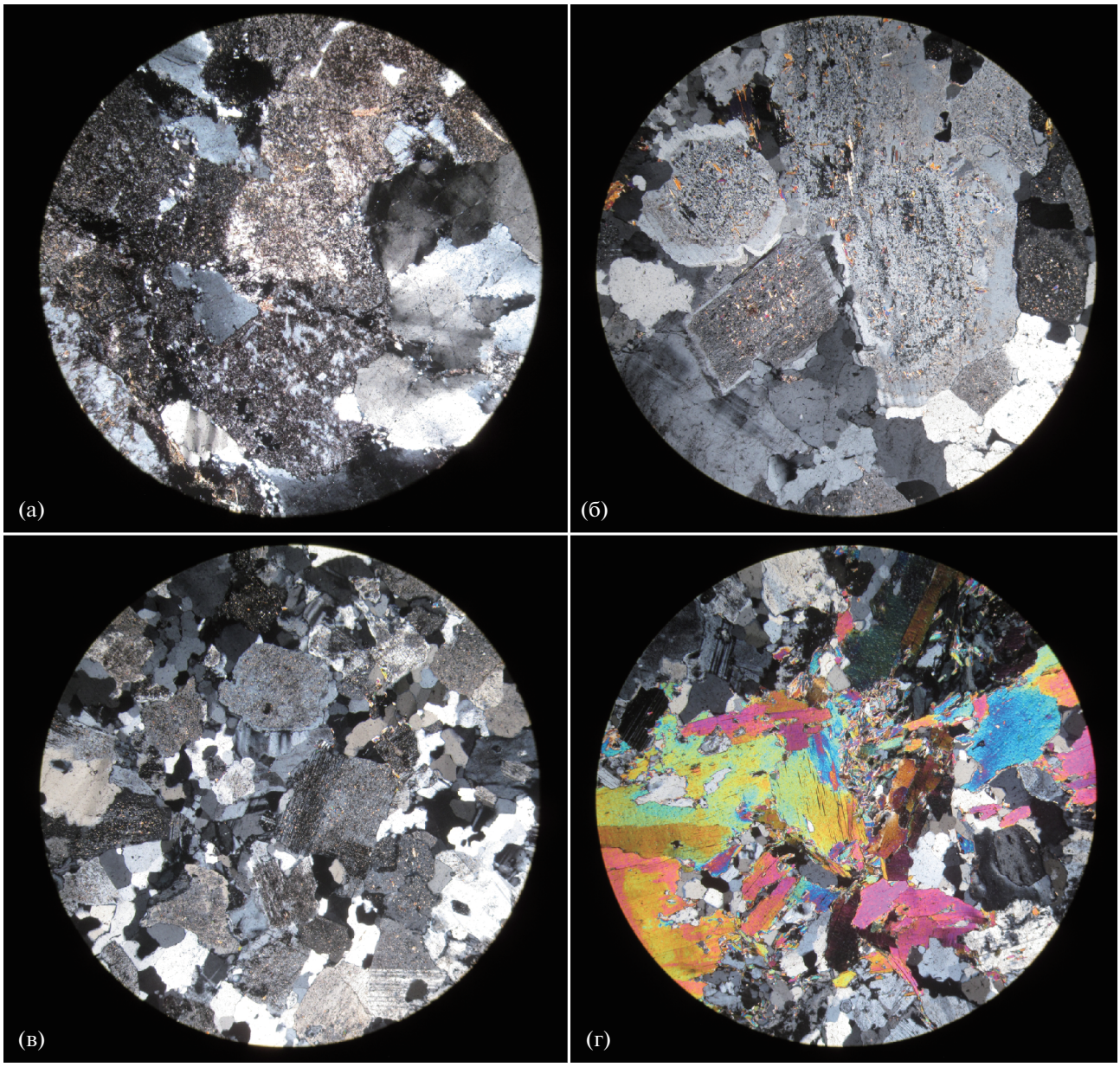


Рис. 3. Микрофотографии шлифов гранитоидов Юрубченского массива. Поле зрения – 4 мм, николи скрещены. (а) – обр. Юр-66-3, среднезернистый гранодиорит: сильно выветрелые полевые шпаты и гранулированный кварц с мозаичным погасанием. (б) – обр. Юр-112-5, трондьемит-порфир: крупные идиоморфные кристаллы плагиоклаза в микроклин-плагиоклаз-кварцевом матриксе. (в), (г) – обр. Юр-112-2, мелкозернистый лейкогранит: (в) – слабо гранулированный плагиоклаз-кварц-микроклиновый агрегат; (г) – скопление кристаллов мусковита, частично перекристаллизованного по зоне тектонической переработки породы северо-восточного простирания.

погасанию отдельных зерен кварца и по присутствию редких маломощных (1–3 мм) разно ориентированных зон дробления (рис. 2). Процессы выветривания на изученном интервале разреза фундамента скв. Юр-112 не отмечены.

Геохимия гранитоидов

По химическому составу гранитоиды, вскрытые скважиной Юр-66, отвечают высокоглиноземистым гранодиоритам с содержанием SiO_2 от 65.7 до 69.0 мас. %; секущая их лейкократовая жилка имеет лейкогранитный состав (табл. 1, рис. 4).

Для всех гранитоидов этой скважины характерны резкая обогащенность калием и необычно низкие концентрации CaO, Na_2O и Sr, что, вероятно, связано с процессами их выветривания. По геохимическим характеристикам все изученные образцы, включая лейкогранит, близки (табл. 1). Их отличительными особенностями являются высокие содержания легких РЗЭ, сильно фракциони-

Таблица 1. Содержания петрогенных и редких элементов в гранитоидах Юрубченского массива

Компоненты	Юр-66-1*	Юр-66-2-1	Юр-66-2-2	Юр-66-3	Юр-112-2	Юр-112-4	Юр-112-5	Юр-112-6	Юр-112-7
	гранодиориты		кварц-ПШ жилка	грано-диорит	*Ms*-гранит	*Ms*-гранит-аплит	*Bt*-трондьемиты		
SiO_2	65.70	68.95	74.09	67.00	75.27	74.58	73.29	72.61	72.01
TiO_2	0.41	0.39	0.32	0.39	0.13	0.11	0.26	0.28	0.31
Al_2O_3	16.73	14.00	12.79	15.21	13.45	13.75	14.21	14.29	14.71
Fe_2O_3	5.16	5.72	1.92	5.47	1.06	0.86	2.05	2.37	2.48
MnO	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.06	0.05	0.06
MgO	1.10	1.67	2.08	1.45	0.55	0.41	1.16	1.25	1.43
CaO	0.20	0.25	0.19	0.30	0.11	0.26	1.90	1.81	1.89
Na_2O	0.74	0.56	0.44	0.59	2.72	2.37	4.84	4.72	5.11
K_2O	9.84	8.32	8.04	9.45	6.67	7.61	2.16	2.53	1.91
P_2O_5	0.12	0.14	0.11	0.14	0.02	0.04	0.07	0.07	0.09
П.п.п.	1.55	1.37	1.31	1.72	0.71	0.72	0.94	0.9	1.02
Сумма	98.76	99.12	99.03	98.97	98.82	98.47	99.60	99.63	99.32
Li	12.6	11.6	13.9	9.81	11.5	7.70	22.4	23.0	23.7
Be	1.50	0.996	0.714	0.967	0.928	1.12	1.76	1.07	0.904
Sc	3.56	5.50	4.46	3.96	1.96	2.01	3.12	3.08	2.59
V	27.0	42.2	44.9	41.9	<ПО	2.49	11.5	11.9	11.5
Cr	15.6	17.0	10.5	16.2	39.1	36.5	27.6	25.7	13.3
Co	7.31	3.94	4.38	4.30	1.27	0.971	2.73	2.85	2.88
Ni	22.5	17.9	19.9	19.8	25.7	28.0	19.1	13.6	11.5
Cu	1.76	2.43	5.63	2.17	5.23	7.00	3.50	2.81	1.76
Zn	14.5	20.7	20.3	18.2	26.9	20.0	62.4	45.7	36.3
Ga	16.2	14.9	13.4	15.5	15.0	12.6	16.0	15.4	14.7
Rb	106	89.9	87.1	111	69.8	79.1	42.7	44.1	28.9
Sr	57.0	53.2	41.4	71.4	36.0	39.5	292	345	363
Y	5.19	6.14	7.27	6.88	8.22	7.53	8.39	7.41	5.70
Zr	104	90.9	89.5	128	72.8	68.8	124	166	143
Nb	3.01	2.09	2.03	2.30	8.71	6.66	8.47	5.46	3.99
Mo	0.363	0.340	0.395	0.423	0.671	2.29	1.07	0.604	0.720
Cs	0.695	0.761	0.916	0.780	0.452	0.469	0.698	0.694	0.474
Ba	850	525	600	996	556	410	473	1096	562
La	50.6	45.0	54.3	44.6	21.2	20.2	31.1	37.0	35.1
Ce	94.5	81.2	98.1	78.6	45.7	39.3	53.7	64.8	59.6
Pr	9.84	7.53	9.32	7.46	4.34	4.11	5.28	6.66	5.83
Nd	35.5	26.4	31.9	26.5	13.6	14.2	16.9	21.1	19.0
Sm	5.06	3.71	4.20	3.56	2.42	2.58	2.57	3.13	2.64
Eu	1.44	1.21	1.09	1.18	0.320	0.286	0.679	0.888	0.813
Gd	3.21	2.60	2.76	2.68	1.94	2.07	2.02	2.25	1.91
Tb	0.410	0.360	0.384	0.361	0.347	0.354	0.358	0.371	0.312
Dy	1.44	1.30	1.59	1.44	1.65	1.55	1.61	1.54	1.26
Ho	0.221	0.231	0.273	0.263	0.306	0.286	0.309	0.287	0.240
Er	0.546	0.595	0.704	0.695	0.881	0.815	0.937	0.835	0.695
Tm	0.076	0.079	0.088	0.094	0.125	0.114	0.139	0.118	0.096
Yb	0.421	0.541	0.567	0.634	0.813	0.784	0.950	0.781	0.685
Lu	0.060	0.075	0.079	0.093	0.116	0.117	0.138	0.121	0.108
Hf	2.71	2.28	2.24	3.22	2.59	3.02	3.17	4.09	3.64
Ta	0.305	0.095	0.128	0.128	0.572	0.619	0.859	0.302	0.225
W	1.01	0.409	0.263	0.413	0.481	0.667	0.203	0.313	0.165
Tl	0.375	0.313	0.395	0.453	0.407	0.482	0.240	0.254	0.159
Pb	2.27	2.45	1.86	2.61	18.12	8.64	9.12	10.7	6.00

Таблица 1. Окончание

Компоненты	Юр-66-1*	Юр-66-2-1	Юр-66-2-2	Юр-66-3	Юр-112-2	Юр-112-4	Юр-112-5	Юр-112-6	Юр-112-7
	гранодиориты		кварц-ПШ жилка	грано-диорит	*Ms*-гранит	*Ms*-гранит-аплит	*Bt*-трондьемиты		
Th	12.0	5.72	3.90	6.86	6.88	6.38	3.82	5.82	4.78
U	0.897	1.13	1.21	0.805	0.593	0.886	0.729	0.853	0.631
$(La/Sm)_N$	6.30	7.62	8.13	7.88	5.51	4.94	7.62	7.44	8.37
$(Gd/Yb)_N$	6.16	3.88	3.94	3.41	1.93	2.13	1.72	2.33	2.25
Eu/Eu*	1.09	1.19	0.98	1.17	0.45	0.38	0.91	1.02	1.11
CIA	58.4	58.2	57.3	57.2	53.2	52.4	51.1	51.2	51.8
WIP	93.5	80.6	78.2	89.9	83.5	88.1	70.8	72.9	71.8

Примечание. Содержания петрогенных элементов приведены в мас. % и пересчитаны на 100% сухого остатка; содержания редких элементов приведены в мкг/г.
* Номер образца.

рованные спектры легких (La_N/Sm_N = 6.2–8.1) и тяжелых (Gd_N/Yb_N = 3.4–6.2) лантаноидов, положительные Eu-аномалии и низкие концентрации HFSE, которые на мультиэлементных спектрах дают в разной степени проявленные отрицательные аномалии (табл. 1, рис. 4, 5).

Скважина Юр-112 в глубокой части вскрыла лейкократовые (SiO_2 около 73 мас. %) высокоглиноземистые трондьемиты, в верхней части разреза представлены высококремнистые (SiO_2 > > 74.5 мас. %) высококалиевые лейкограниты (табл. 1). Эти гранитоиды имеют общие геохимические особенности и на большинстве диаграмм образуют единые тренды изменения состава (табл. 1, рис. 4, 5). В то же время по содержаниям большинства петрогенных и редких элементов гранитоиды скв. Юр-112 отличаются от гранодиоритов и лейкогранитов скв. Юр-66, что наиболее контрастно проявлено в концентрациях Al_2O_3, P_2O_5, Nb и легких РЗЭ и в степени фракционирования тяжелых РЗЭ (Gd_N/Yb_N = 1.7–2.3) (табл. 1, рис. 4, 5).

U-Pb изотопно-геохронологические данные

U-Pb анализы выполнены по циркону для всех главных типов гранитоидов Юрубченского массива, включая гранодиориты, обр. Юр-66-3, трондьемиты, обр. Юр-112-5, и граниты, обр. Юр-112-2.

В гранодиорите, обр. Юр-66-3, циркон очень однородный, преобладают мелкие (около 100 мкм) кристаллы короткопризматической формы (рис. 6). В большинстве кристаллов в катодолюминесценции (CL) хорошо проявлена тонкая осцилляторная зональность, в единичных зернах во внутренних частях присутствуют CL-светлые, слабо зональные участки кристаллографических и неправильной формы очертаний.

Большинство аналитических U-Pb результатов практически конкордантны и дают $^{207}Pb/^{206}Pb$ возраст со средневзвешенным значением 2562 ± ± 16 млн лет. Расчет по конкордантным и трем дискордантным точкам показывает близкое значение возраста 2567 ± 13 млн лет и имеет нижнее пересечение дискордии с конкордией около 400 млн лет (табл. 2, рис. 7а).

В трондьемите, обр. Юр-112-5, циркон неоднороден по морфологии и внутреннему строению (рис. 6). Кристаллы варьируют от коротко- до длиннопризматических и игольчатых. Призматические кристаллы содержат в центральных частях ростовые затравки или ядра, характеризуются концентрически-зональным строением и окрашены в коричневато-бурые тона. Длиннопризматические кристаллы – бесцветные, имеют однородное внутреннее строение, в центральных частях могут содержать включения канальной формы. U-Pb изотопные исследования, выполненные по всем морфологическим типам кристаллов цирконов и по разным частям кристаллов, показали их одновозрастность. Большинство аналитических точек располагается на конкордии и имеют средневзвешенный $^{207}Pb/^{206}Pb$ возраст 2563±10 млн лет (табл. 2, рис. 7б). Расчет дискордии по конкордантным и трем дискордантным точкам дает близкое значение возраста 2556 ± 14 млн лет и имеет нижнее пересечение конкордии около 1100 млн лет.

В граните, обр. Юр-112-2, циркон также неоднороден и по морфологии и внутреннему строению во многом аналогичен циркону из трондьемита (рис. 6). Главным отличием является присутствие полностью метамиктных зерен циркона с сильно нарушенной внутренней структурой, что, вероятно, связано с повышенными содержаниями U и Th в цирконе гранита. U-Pb анализы были выполнены по внутренним и внешним частям кристаллов в ожидании присутствия более древних унаследованных ядер, однако все проанализированные части кристаллов оказались одновозрастными. Часть аналитических точек располагается на конкордии и имеет средневзвешенный $^{207}Pb/^{206}Pb$ возраст 2563 ±

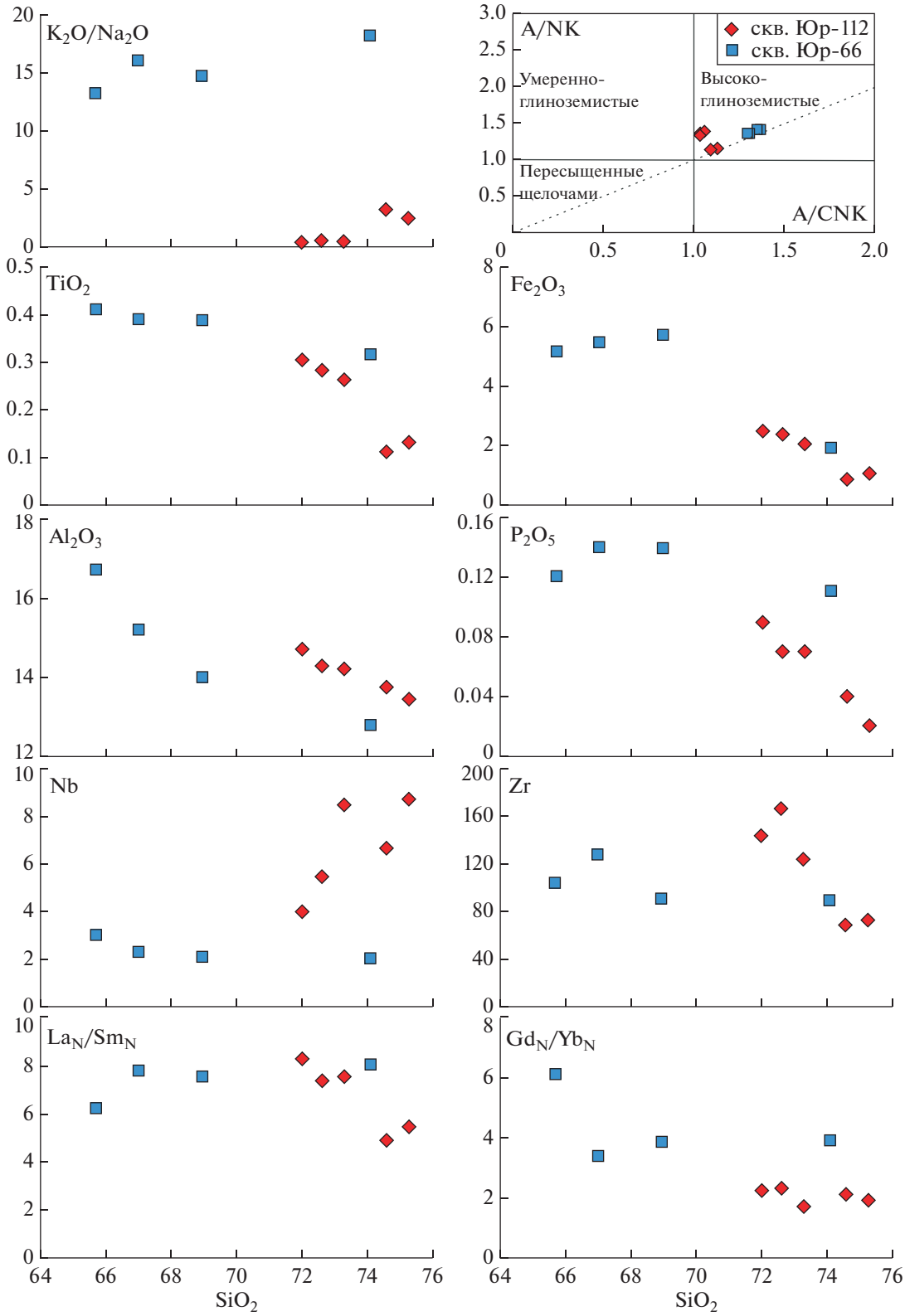


Рис. 4. Дискриминационная диаграмма A/NK–A/CNK (Maniar, Piccoli, 1989) и диаграммы Харкера для гранитоидов Юрубченского массива.

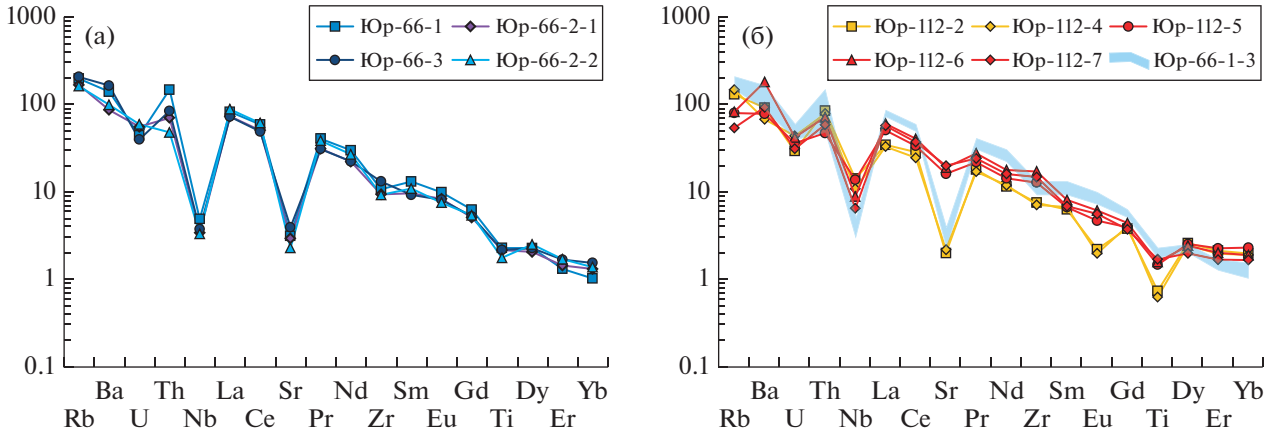


Рис. 5. Нормированные к примитивной мантии (Wedepohl, Hartmann, 1994) распределения редких элементов в гранитоидах Юрубченского массива.

± 18 млн лет (табл. 2, рис. 7в). Расчет дискордии по всем конкордантным и дискордантным точкам дает близкое значение возраста 2572 ± 17 млн лет с нижним пересечением конкордии около 450 млн лет (рис. 7в).

Rb-Sr изотопная геохронология гранитоидов и минералов

Rb-Sr изотопные исследования проведены по двум образцам гранитоидов скв. Юр-112. Для гранита (обр. Юр-112-2) две монофракции мусковита вместе с валовой пробой дают линейную зависимость, которая отвечает возрасту 2417 ± 64 млн лет (табл. 3, рис. 8а). Близкое значение возраста около 2400 млн лет определяют фигуративные точки всех, за исключением биотита, породообразующих и акцессорных минералов трондьемита, обр. Юр-112-5 (табл. 3, рис. 8б).

Sm-Nd изотопная геохронология и геохимия гранитоидов и минералов

Sm-Nd изотопные исследования были выполнены по валовым пробам главных разновидностей гранитоидов фундамента, вскрытых скважинами Юр-66 и Юр-112, и по фракциям породообразующих и акцессорных минералов образца трондьемита Юр-112-5 (табл. 4, рис. 9). Валовые пробы гранитоидов имеют архейские модельные возрасты (T_{Nd}(DM) от 2.70 до 2.96 млрд лет). При этом для гранитоидов, вскрытых скв. Юр-112, устанавливается более длительная коровая предыстория источника расплавов (T_{Nd}(DM) от 2.86 до 2.96 млрд лет, ε_{Nd}(2563) от –0.3 до –1.7) по сравнению с гранодиоритами, вскрытыми скв. Юр-66 (T_{Nd}(DM) от 2.70 до 2.77 млрд лет, ε_{Nd}(2563) от 0.9 до 2.1). Выделенные из образца трондьемита Юр-112-5 плагиоклаз, эпидот, гранат и биотит в Sm-Nd изотопных координатах образуют хорошую линейную корреляцию (СКВО = 2.6) с возрастом 2.29 ± 0.16 млрд лет (рис. 9).

$^{40}Ar/^{39}Ar$ геохронология слюд гранитоидов

$^{40}Ar/^{39}Ar$ датирование было проведено по слюдам из образцов гранитоидов скв. Юр-112 (табл. 5, рис. 10). Мусковит из образца лейкогранита Юр-112-2 имеет возраст плато 2070 ± 20 млн лет. Биотит из образца трондьемита Юр-112-5 дает более молодой возраст плато 1866 ± 19 млн лет.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Строение Юрубченского массива гранитоидов

На территории Камовского свода Байкитской антеклизы проводились геологоразведочные работы для изучения нефтегазоносности коры выветривания на породах кристаллического фундамента, что обеспечило хорошую геологическую изученность и представительность кернового материала (Вотинцев, Красильникова, 2019). Это, в сочетании с результатами предшествующих изотопных исследований керна скважин (Ковач и др., 2000; Бочкарев и др., 2011) и новыми данными, позволяет уточнить представления о геологическом строении и составе фундамента.

В фундаменте Камовского свода были выделены два типа пород: плагиогнейсы и гранитоиды. Плагиогнейсы, вскрытые скв. Енг-154 на западе и скв. Бк-1 на севере площади, отличаются от гранитоидов более высоким содержанием Nd с менее радиогенным изотопным составом (рис. 11).

Гранитоиды занимают большую часть Юрубченской площади и, вероятно, представляют фрагмент крупного неоднородного по составу массива. В западной части площади лейкократовые граниты и трондьемиты, вскрытые скв. Юр-112, несут свиде-

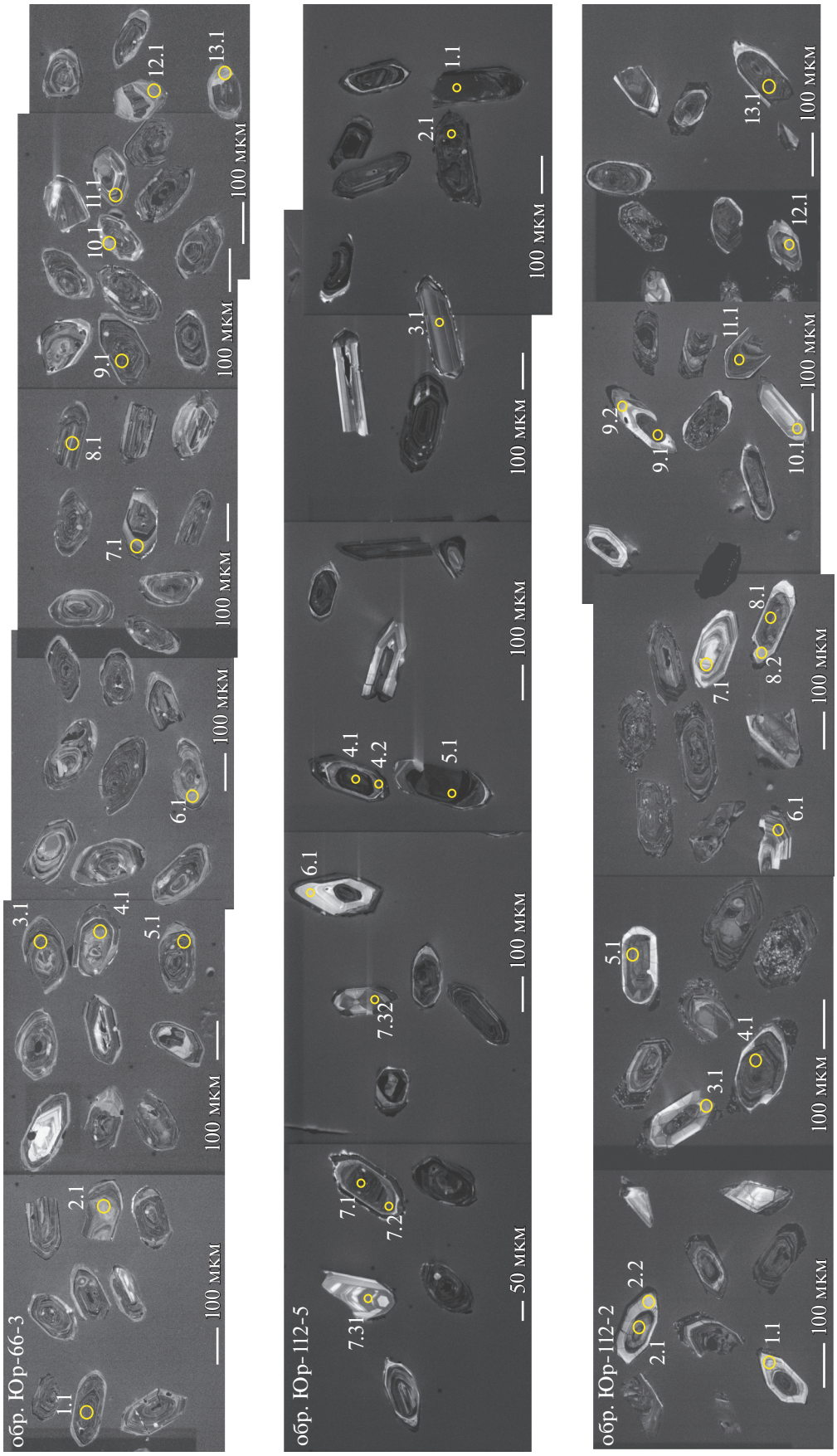


Рис. 6. Катодолюминесцентные (CL) изображения датированных зерен циркона из гранитоидов Юрубченского массива. Точки показывают места локальных U-Pb изотопных анализов, номера точек соответствуют анализам в табл. 2.

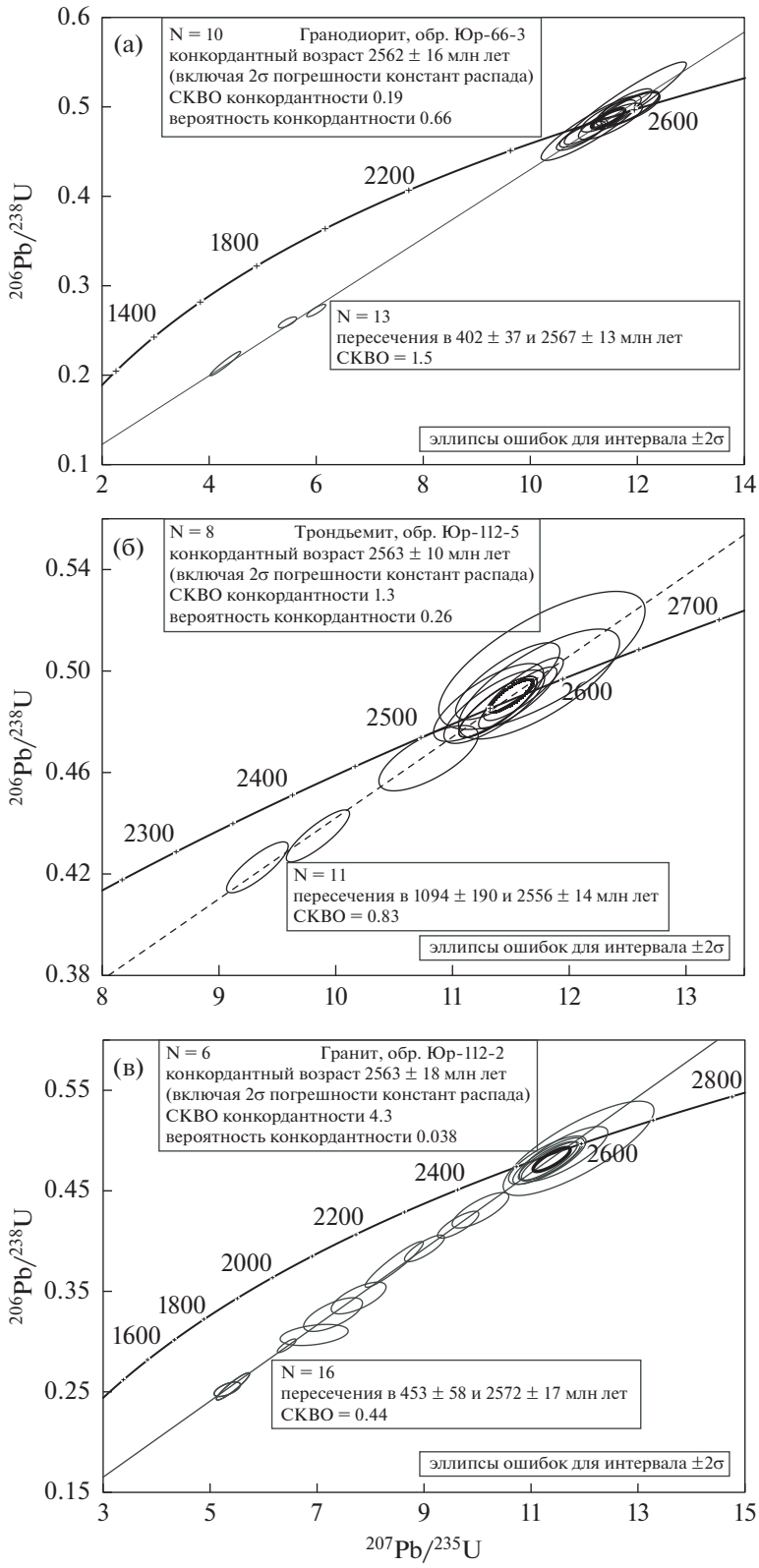


Рис. 7. Диаграммы с конкордией для циркона из гранитоидов Юрубченского массива.

Таблица 2. Результаты U-Pb изотопных исследований циркона из гранитоидов Юрубченского массива

Номер точки	$^{206}Pb_c$, %	U, мкг/г	Th, мкг/г	$^{206}Pb^*$, мкг/г	$\frac{^{232}Th}{^{238}U}$	(1) $\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$ возраст		(1) $\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$ возраст		*D*, %	(1) $\frac{^{238}U}{^{206}Pb^*}$	±%	(1) $\frac{^{207}Pb^*}{^{206}Pb^*}$	±%	(1) $\frac{^{207}Pb^*}{^{235}U}$	±%	(1) $\frac{^{206}Pb^*}{^{238}U}$	±%	err corr
Гранодиорит, обр. Юр-66-3																			
1.1	0.58	865	3110	158	3.71	1245	±30	2306	±13	+50	4.69	2.6	0.147	0.7	4.3	2.7	0.21	2.6	0.96
5.1	0.64	677	1985	151	3.03	1485	±13	2379	±14	+42	3.86	1.0	0.153	0.8	5.5	1.3	0.26	1.0	0.76
9.1	0.14	591	2099	138	3.67	1553	±14	2453	±10	+41	3.67	1.0	0.160	0.6	6.0	1.2	0.27	1.0	0.86
8.1	0.00	163	191	65.3	1.21	2473	±29	2555	±16	+4	2.14	1.4	0.170	1.0	10.9	1.7	0.47	1.4	0.83
7.1	0.00	182	140	73.7	0.79	2486	±28	2553	±16	+3	2.13	1.4	0.169	1.0	11.0	1.7	0.47	1.4	0.82
2.1	0.65	108	72	44.2	0.69	2511	±64	2554	±25	+2	2.10	3.1	0.170	1.5	11.1	3.4	0.48	3.1	0.90
10	0.12	103	107	42.8	1.07	2543	±36	2581	±21	+2	2.07	1.7	0.172	1.3	11.5	2.1	0.48	1.7	0.80
11	0.12	153	144	64.2	0.97	2570	±32	2555	±17	–1	2.04	1.5	0.170	1.0	11.5	1.8	0.49	1.5	0.82
4.1	0.06	115	108	49.1	0.97	2598	±38	2581	±19	–1	2.01	1.8	0.172	1.2	11.8	2.1	0.50	1.8	0.83
13	0.27	155	97	66.3	0.65	2605	±33	2586	±19	–1	2.01	1.5	0.173	1.1	11.9	1.9	0.50	1.5	0.80
12	0.48	150	70	64.2	0.48	2602	±33	2581	±23	–1	2.01	1.5	0.172	1.4	11.8	2.1	0.50	1.5	0.74
3.1	0.26	216	148	93.3	0.71	2630	±29	2557	±15	–3	1.98	1.3	0.170	0.9	11.8	1.6	0.50	1.3	0.82
6.1	0.46	106	69	45.9	0.67	2631	±81	2552	±22	–4	1.98	3.7	0.169	1.3	11.8	4.0	0.50	3.7	0.94
Трондьемит, обр. Юр-112-5																			
–7.1	0.32	461	268	167.5	0.60	2272	19	2457	11	9	2.366	1.0	0.160	0.63	9.33	1.2	0.423	1.0	0.84
–2.1	0.19	466	202	174.2	0.45	2328	19	2499	10	8	2.299	1.0	0.164	0.58	9.85	1.1	0.435	1.0	0.86
–4.2	0.25	165	88	66.1	0.55	2464	23	2539	19	4	2.148	1.1	0.168	1.15	10.80	1.6	0.466	1.1	0.70
–1.1	0.14	330	265	137.7	0.83	2553	21	2558	11	0	2.058	1.0	0.170	0.66	11.39	1.2	0.486	1.0	0.84
–7.2	0.09	127	55	52.9	0.45	2553	26	2553	16	0	2.058	1.2	0.170	0.96	11.36	1.6	0.486	1.2	0.78
–7.3	0.16	91	113	38.0	1.29	2560	27	2540	19	–1	2.051	1.3	0.168	1.11	11.31	1.7	0.488	1.3	0.76
–4.1	0.00	311	287	130.5	0.95	2568	22	2570	10	0	2.043	1.0	0.171	0.61	11.56	1.2	0.489	1.0	0.86
–5.1	0.02	312	136	131.9	0.45	2583	22	2566	10	–1	2.029	1.0	0.171	0.62	11.61	1.2	0.493	1.0	0.86

Таблица 2. Окончание

Номер точки	$^{206}Pb_c$, %	U, мкг/г	Th, мкг/г	$^{206}Pb^*$, мкг/г	$^{232}Th/^{238}U$	(1) $^{206}Pb/^{238}U$ возраст		(1) $^{207}Pb/^{206}Pb$ возраст		D, %	(1) $^{238}U/^{206}Pb^*$	±%	(1) $^{207}Pb^*/^{206}Pb^*$	±%	(1) $^{207}Pb^*/^{235}U$	±%	(1) $^{206}Pb^*/^{238}U$	±%	err corr
–7.3	0.00	37	97	15.6	2.74	2592	38	2578	27	–1	2.021	1.8	0.172	1.60	11.74	2.4	0.495	1.8	0.75
–3.1	0.07	98	92	41.9	0.97	2597	27	2536	17	–3	2.016	1.2	0.168	0.99	11.47	1.6	0.496	1.2	0.78
–6.1	0.00	23	22	9.8	0.99	2632	48	2550	36	–4	1.983	2.2	0.169	2.13	11.77	3.1	0.504	2.2	0.72
Гранит, обр. Юр-112-2																			
13	1.97	511	1383	111	2.80	1452	±15	2377	±25	+43	3.96	1.2	0.153	1.5	5.3	1.9	0.25	1.2	0.62
2.1	0.00	362	332	79.4	0.95	1466	±28	2392	±15	+43	3.92	2.2	0.154	0.9	5.4	2.3	0.26	2.2	0.93
4.1	0.20	677	937	172	1.43	1671	±14	2431	±10	+35	3.38	0.9	0.158	0.6	6.4	1.1	0.30	0.9	0.84
9.1	2.63	530	377	140	0.73	1724	±21	2501	±58	+35	3.26	1.4	0.164	3.5	6.9	3.7	0.31	1.4	0.37
8.2	0.61	95	284	26.6	3.10	1823	±33	2476	±38	+30	3.06	2.1	0.162	2.3	7.3	3.1	0.33	2.1	0.68
9.2	0.70	114	104	33.6	0.94	1903	±31	2500	±33	+28	2.91	1.9	0.164	1.9	7.8	2.7	0.34	1.9	0.70
5.1	0.10	364	506	118	1.43	2061	±43	2482	±15	+20	2.65	2.5	0.162	0.9	8.4	2.6	0.38	2.5	0.94
3.1	0.07	228	402	76.9	1.82	2135	±25	2522	±17	+18	2.55	1.4	0.166	1.0	9.0	1.7	0.39	1.4	0.81
8.1	0.26	273	242	97.6	0.92	2244	±25	2537	±16	+14	2.40	1.3	0.168	1.0	9.6	1.6	0.42	1.3	0.80
7.1	0.35	149	98	55	0.68	2308	±32	2551	±23	+11	2.32	1.7	0.169	1.4	10.1	2.2	0.43	1.7	0.78
11	0.16	175	117	72	0.69	2526	±34	2577	±19	+2	2.09	1.6	0.172	1.1	11.4	2.0	0.48	1.6	0.82
12	0.05	119	138	49	1.20	2526	±41	2569	±23	+2	2.08	2.0	0.171	1.4	11.3	2.4	0.48	2.0	0.82
6.1	0.07	145	322	59.8	2.29	2526	±34	2568	±19	+2	2.08	1.6	0.171	1.1	11.3	2.0	0.48	1.6	0.83
1.1	0.35	78	89	32.2	1.17	2529	±43	2564	±27	+2	2.08	2.0	0.171	1.6	11.3	2.6	0.48	2.0	0.78
10	0.44	76	104	31.6	1.43	2556	±48	2587	±30	+1	2.06	2.3	0.173	1.8	11.6	2.9	0.49	2.3	0.79
2.2	0.00	22	25	9.23	1.18	2580	±83	2608	±48	+1	2.03	3.9	0.175	2.9	11.9	4.8	0.49	3.9	0.80

Примечание. Ошибки возраста для доверительного интервала 1σ; Pb_c и Pb* – нерадиогенный и радиогенный свинец соответственно. Ошибка калибровки стандарта TEMORA (1σ) – 0.26%. Коррекция на Pb_c по измеренному ^{204}Pb. D, % – дискордантность.

Таблица 3. Rb-Sr изотопные данные для образцов гранитоидов Юрубченского массива

Номер образца	Порода	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	$^{87}Rb/^{86}Sr$	±2s	$^{87}Sr/^{86}Sr$	±2s
Юр-112-2	Гранит	87.9	44.1	5.767	0.0048	0.874556	0.000028
Юр-112-2	Мусковит (фракция +0.1 мм)	355	10.7	95.73	0.0934	4.015805	0.000529
Юр-112-2	Мусковит (фракция –0.1 мм)	374	20.9	51.89	0.0580	2.479130	0.000042
Юр-112-5	Трондьемит	50.7	355	0.4135	0.0005	0.716200	0.000009
Юр-112-5	Эпидот	12.1	3242	0.0108	0.0000	0.706902	0.000008
Юр-112-5	Плагиоклаз	151	378	1.153	0.0005	0.736589	0.000009
Юр-112-5	Биотит	509	19.8	74.30	0.2007	2.568335	0.000029
Юр-112-5	Мусковит	316	36.7	24.92	0.0509	1.577435	0.000019
Юр-112-5	Гранат	10.2	166	0.178	0.0004	0.708905	0.000010

Таблица 4. Sm-Nd изотопные данные для гранитоидов Юрубченского массива

Номер образца	Порода	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$\varepsilon_{Nd}(2563)$	T(DM)*, млн лет
Юр-66-1	Гранодиорит	5.71	41.7	0.08269	0.510820 ± 7	2.1	2697
Юр-66-2-1	Гранодиорит	3.61	26.7	0.08162	0.510739 ± 10	0.9	2769
Юр-66-2-2	Кварц-ПШ жилка	4.42	34.2	0.07797	0.510704 ± 10	1.4	2734
Юр-112-2	Гранит	3.00	17.5	0.10375	0.511049 ± 11	–0.3	2896
Юр-112-6	Гранодиорит	2.83	20.1	0.08499	0.510725 ± 10	–0.5	2856
Юр-112-5	Трондьемит	2.67	16.8	0.09572	0.510847 ± 8	–1.7	2959
Юр-112-5	Эпидот	11.5	71.4	0.09702	0.510876 ± 16		
Юр-112-5	Гранат	1.24	6.53	0.11511	0.511102 ± 40		
Юр-112-5	Мусковит	0.30	1.44	0.12485	0.511186 ± 24		
Юр-112-5	Биотит	1.44	5.26	0.16594	0.511908 ± 18		
Юр-112-5	Плагиоклаз	0.11	0.72	0.09185	0.510779 ± 23		

* Модельный возраст, рассчитанный по отношению к деплетированному мантийному источнику с параметрами $^{147}Sm/^{144}Nd$ = = 0.2136, $^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0.51315 (Goldstein, Jacobsen, 1988).

тельства быстрой малоглубинной кристаллизации и, возможно, представляют краевую часть массива вблизи контакта с вмещающими плагиогнейсами. Гранодиориты, вскрытые скв. Юр-66 на востоке площади, могут представлять внутреннюю часть массива. Переход между гранитами и гранодиоритами, возможно, вскрыт скважиной Юр-1, для которой ранее были выполнены Sm-Nd изотопно-геохимические исследования (Ковач и др., 2000). В верхней части разреза этой скважины образцы гранитоидов Юр-1-1 и Юр-1-4 имеют Sm-Nd изотопно-геохимические характеристики, типичные для гранитов и трондьемитов скв. Юр-112. Образец Юр-1-6 из нижней части разреза скважины по характеристикам отвечает гранодиоритам скв. Юр-66 (рис. 11). Схематический разрез, иллюстрирующий строение Юрубченского массива архейских гранитоидов, приведен на рис. 12.

Преобразование состава гранитоидов при выветривании

Породы фундамента Камовского свода претерпели разную степень выветривания. Граниты и трондьемиты, вскрытые скв. Юр-112, не затронуты этим процессом, о чем свидетельствует хорошая сохранность Rb-Sr изотопно-геохимической системы в валовых пробах и минералах. Сильное выветривание выявлено в гранодиоритах, вскрытых скв. Юр-66, где описано полное замещение полевых шпатов слюдистыми минералами и каолинитом (Вотинцев, Красильникова, 2019). В изученных нами образцах из скв. Юр-66 полевые шпаты преобразованы на 60–70%, темноцветные минералы замещены полностью. Выветривание гранодиоритов отражается и на химическом составе пород. Потери породами Na_2O и CaO при инертном поведении Al_2O_3, вероятно, определяют общую повы-

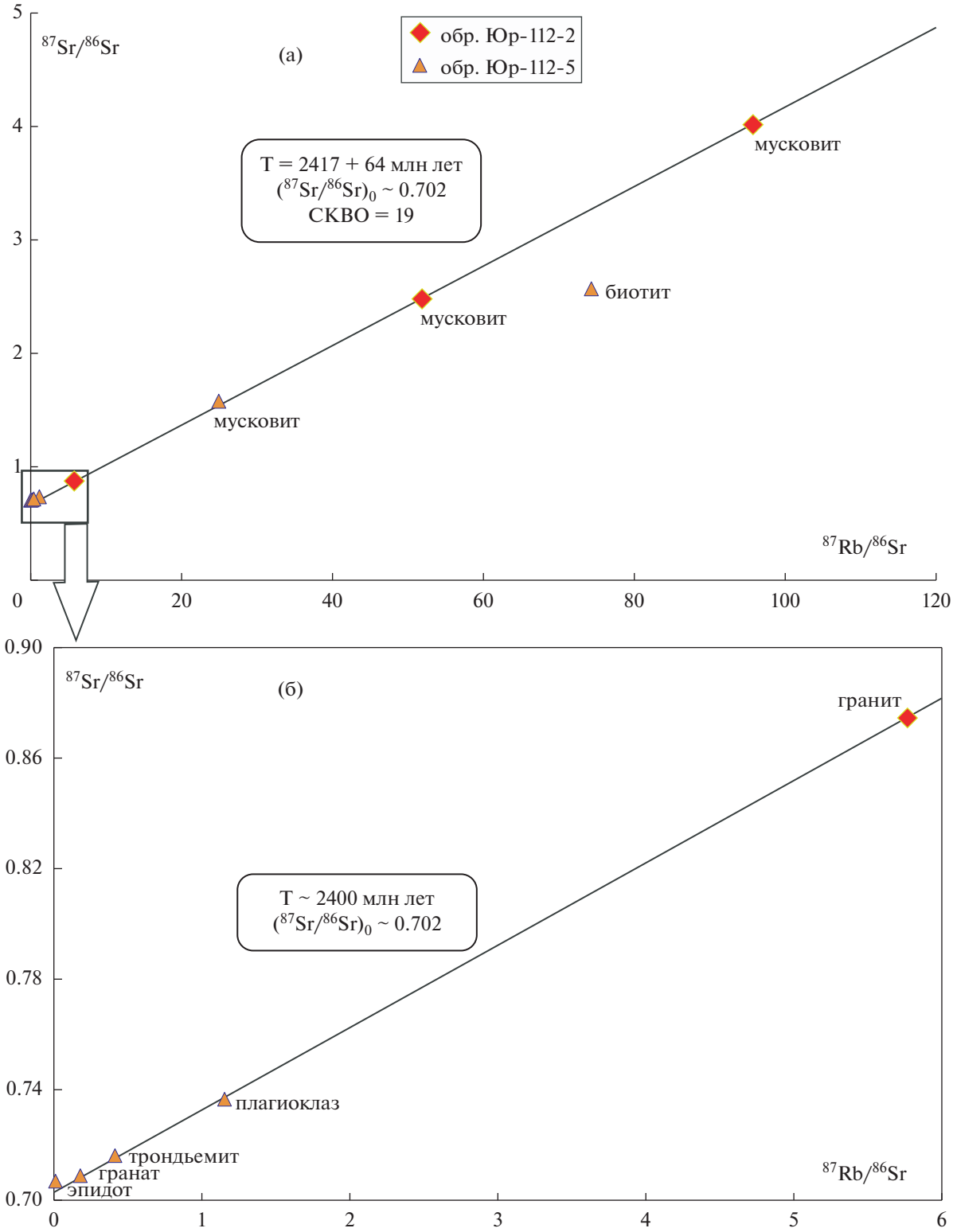


Рис. 8. Rb-Sr изохронная диаграмма общая (а) и фрагмент (б) для гранитоидов Юрубченского массива.

шенную глиноземистость гранодиоритов (рис. 4), придавая им петрохимические характеристики гранитоидов S-типа. С выветриванием также, вероятно, связаны высокая концентрация K_2O и ультракалиевый состав щелочей в гранодиоритах с соотношением K_2O/Na_2O от 13 до 18 (рис. 4). Тем не менее в целом гранодиориты сохранили первичные особенности химического состава, о чем

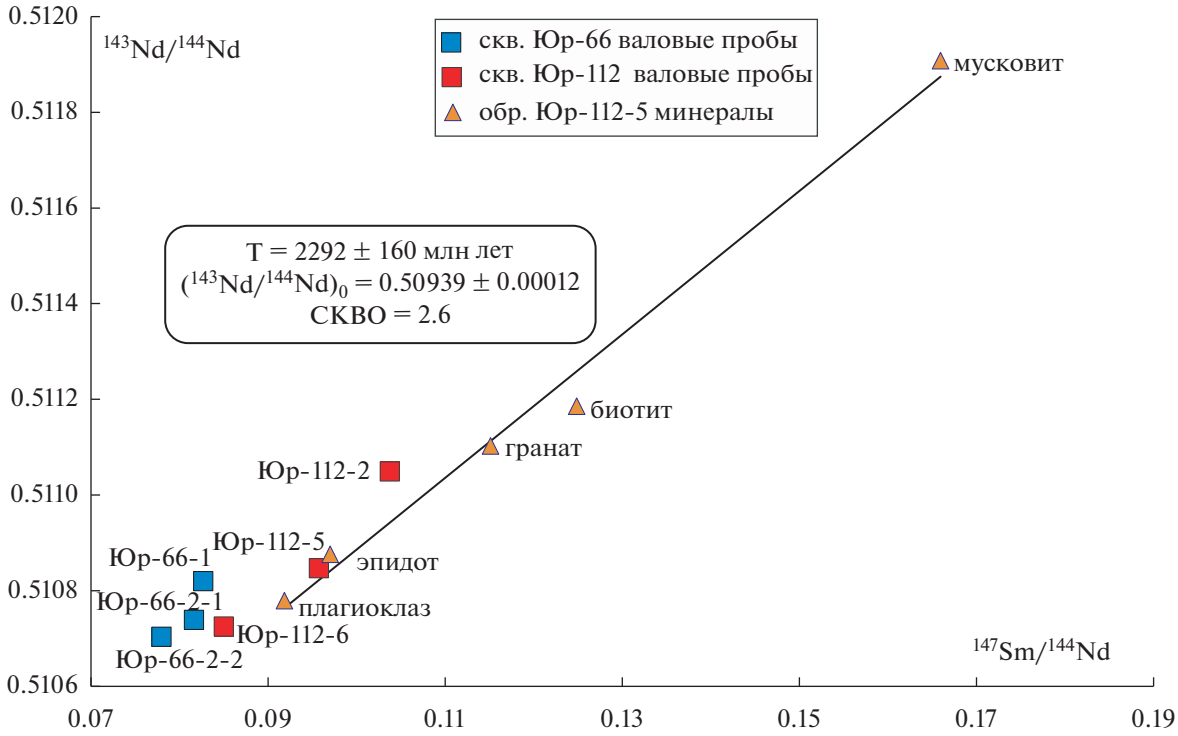


Рис. 9. Sm-Nd изохронная диаграмма для гранитоидов Юрубченского массива.

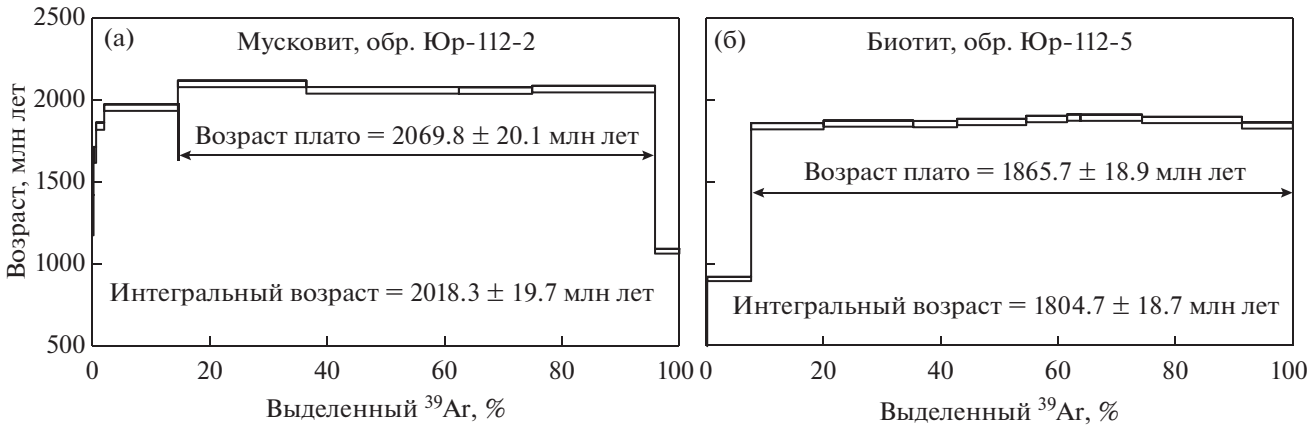


Рис. 10. Ar–Ar диаграмма для слюд из гранитоидов Юрубченского массива.

свидетельствуют петрохимические индексы выветривания CIA (Nesbitt, Young, 1982) и WIP (Parker, 1970), отвечающие интервалам магматических пород (табл. 1).

Влияние процессов выветривания на геохимические особенности гранодиоритов, по-видимому, ограничивалось изменением содержаний щелочных и щелочноземельных элементов. Так, низкие концентрации и резкие отрицательные аномалии Sr, возможно, связаны с выветриванием, а не с фракционированием плагиоклаза. Последнее должно было бы приводить к появлению отрицательных Eu-аномалий, чего в действительности не наблюдается (рис. 5). Не устанавливается также Ce-аномалия, которая часто появляется в корах выветривания за счет увеличения доли Ce^{4+} в окислительных условиях (Maulana et al., 2014). Таким образом, РЗЭ и HFSE, немобильные при слабой степени выветривания силикатных пород (Garzanti et al., 2013; Maulana et al., 2014), скорее всего, сохранили геохимические и Sm-Nd изотопные характеристики магматических пород и могут привлекаться для

Таблица 5. Результаты $^{40}Ar/^{39}Ar$ датирования

T, °C	*t*, мин	^{40}Ar(STP)	$^{40}Ar/^{39}Ar$	±1σ	$^{38}Ar/^{39}Ar$	±1σ	$^{37}Ar/^{39}Ar$	±1σ	$^{36}Ar/^{39}Ar$	±1σ	Ca/K	$\Sigma^{39}Ar$, %	T, млн лет ±1σ	±1σ
Биотит, обр. Юр-112-5, J = 0.006285 ± 0.000103*; возраст плато (750–1285°C) = 1865.7 ± 18.9 млн лет														
500	10	$5.6*e^{-9}$	113.63	2.97	0.0725	0.0250	0.6136	0.5034	0.2975	0.0133	2.209	0.2	270.41	33.27
650	10	$178.2*e^{-9}$	110.32	0.82	0.0114	0.0016	0.0677	0.0306	0.0221	0.0014	0.244	7.7	906.00	13.14
750	10	$755.1*e^{-9}$	283.27	0.42	0.0110	0.0007	0.0279	0.0212	0.0053	0.0009	0.101	20.0	1838.37	19.00
810	10	$945.6*e^{-9}$	286.66	0.26	0.0106	0.0003	0.0069	0.0070	0.0033	0.0005	0.025	35.3	1854.60	19.03
860	10	$462.2*e^{-9}$	286.30	0.68	0.0065	0.0016	0.0450	0.0270	0.0049	0.0011	0.162	42.8	1851.33	19.22
940	10	$736.7*e^{-9}$	289.35	0.35	0.0103	0.0012	0.0226	0.0133	0.0039	0.0012	0.081	54.6	1864.8	19.2
1020	10	$443.0*e^{-9}$	295.12	0.66	0.0154	0.0007	0.0310	0.0224	0.0083	0.0003	0.112	61.5	1882.7	19.3
1100	10	$146.3*e^{-9}$	296.84	0.49	0.0122	0.0016	0.0035	0.0314	0.0070	0.0015	0.013	63.8	1891.2	19.4
1200	10	$669.8*e^{-9}$	295.55	0.37	0.0086	0.0006	0.0190	0.0082	0.0033	0.0006	0.069	74.3	1890.4	19.3
1275	10	$1076.2*e^{-9}$	292.51	0.37	0.0141	0.0009	0.0048	0.0048	0.0044	0.0007	0.017	91.3	1877.0	19.2
1285	10	$533.0*e^{-9}$	284.88	0.25	0.0123	0.0009	0.0024	0.0125	0.0069	0.0005	0.009	100.0	1843.0	19.0
Мусковит, обр. Юр-112-5, J = 0.006225 ± 0.000101*; возраст плато (950–1150°C) = 2069.8 ± 20.1 млн лет														
500	10	$3.8*e^{-9}$	235.08	12.31	0.2270	0.1346	0.303	2.094	0.2239	0.0701	1.092	0.2	1296.46	122.83
650	10	$12.0*e^{-9}$	282.50	11.75	0.0085	0.0372	0.020	0.529	0.1322	0.0061	0.073	0.6	1664.20	48.66
750	10	$39.0*e^{-9}$	299.97	1.81	0.0000	0.0090	0.023	0.195	0.0517	0.0087	0.084	2.0	1839.58	22.53
850	10	$371.9*e^{-9}$	314.72	0.68	0.0107	0.0017	0.014	0.004	0.0040	0.0016	0.051	14.6	1952.72	19.61
950	10	$731.1*e^{-9}$	354.87	0.35	0.0096	0.0008	0.000	0.011	0.0055	0.0016	0.000	36.4	2097.86	20.22
1000	10	$843.1*e^{-9}$	344.51	0.72	0.0116	0.0018	0.030	0.019	0.0081	0.0010	0.109	62.4	2058.3	20.1
1050	10	$407.2*e^{-9}$	346.28	1.07	0.0116	0.0036	0.035	0.025	0.0152	0.0010	0.128	74.9	2057.2	20.3
1150	10	$681.4*e^{-9}$	345.52	0.80	0.0106	0.0021	0.027	0.023	0.0044	0.0008	0.097	95.9	2065.9	20.2
1250	10	$55.4*e^{-9}$	142.24	0.77	0.0104	0.0039	0.082	0.066	0.0379	0.0025	0.296	100.0	1076.1	14.6

* J – параметр, характеризующий величину нейтронного потока.

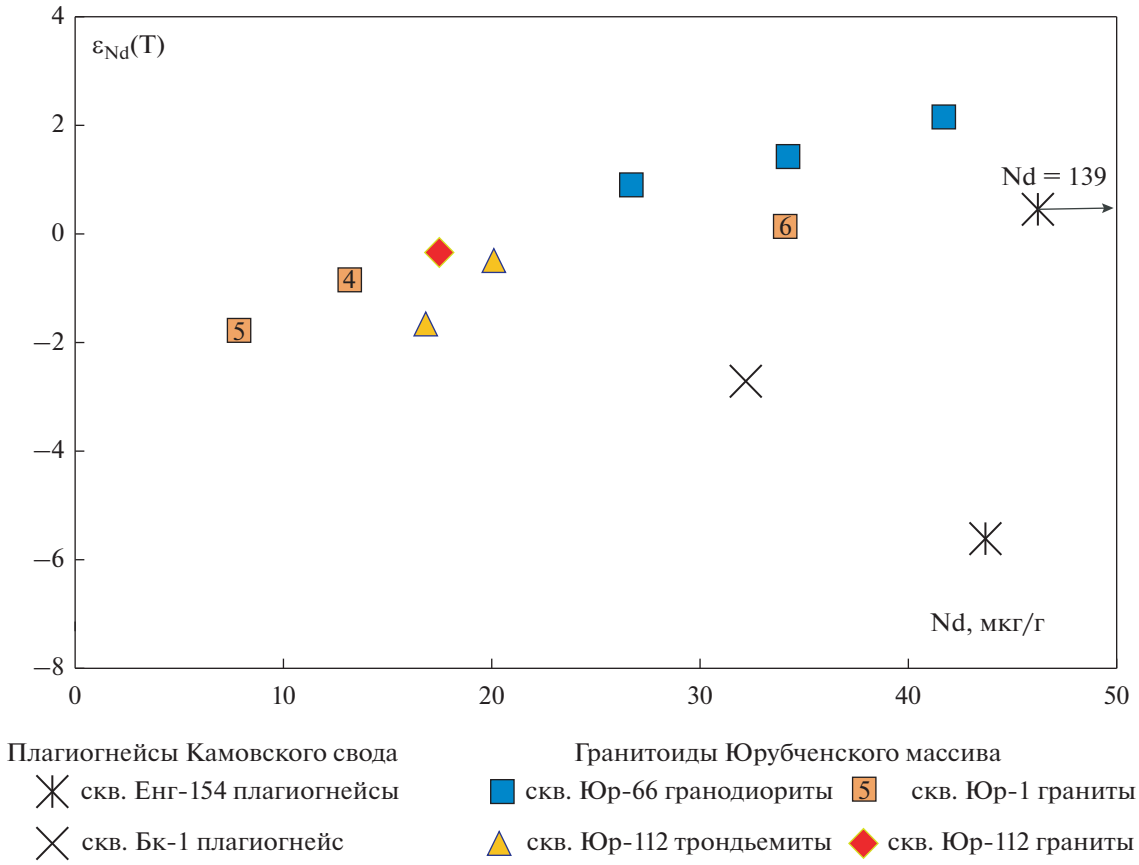


Рис. 11. Диаграмма $\varepsilon_{Nd}(T)$–Nd для раннедокембрийских пород фундамента Камовского свода (данные из работы (Ковач и др., 2000) и настоящая статья).
Цифры в квадратиках – номера образцов из скважины Юрубченская-1 (Ковач и др., 2000).

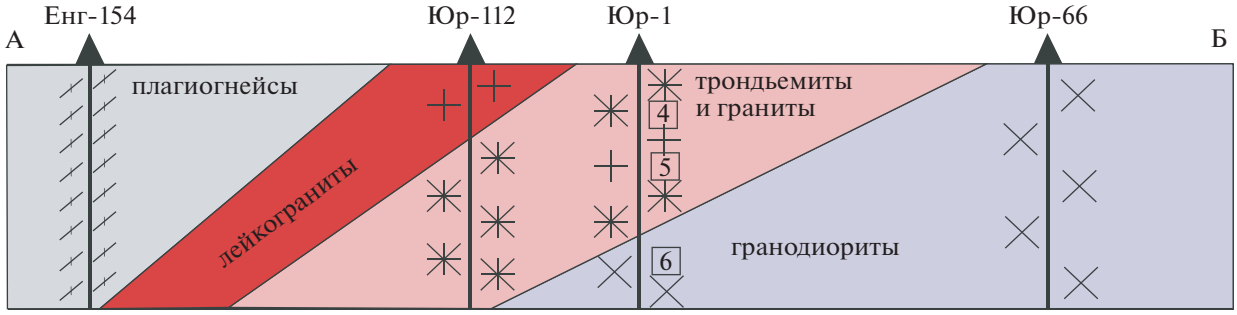


Рис. 12. Схематический разрез А–Б (положение на рис. 2), иллюстрирующий возможное строение западной части Юрубченского гранитоидного массива.
Цифры в квадратиках – номера образцов из скважины Юрубченская-1 (Ковач и др., 2000)

обсуждения вопросов их петрогенезиса и тектонической принадлежности. В пользу слабого выветривания гранодиоритов свидетельствует также хорошая сохранность U-Pb изотопной системы в цирконе, большинство зерен которого располагаются вблизи конкордии (табл. 2, рис. 7а), т.е. не испытали значительных потерь радиогенного свинца.

Вопросы генетической связи гранитоидов; источники и условия образования магм

Тесная пространственная и возрастная сопряженность изученных гранитоидов в составе Юрубченского массива дает основание обсудить их генетическую взаимосвязь.

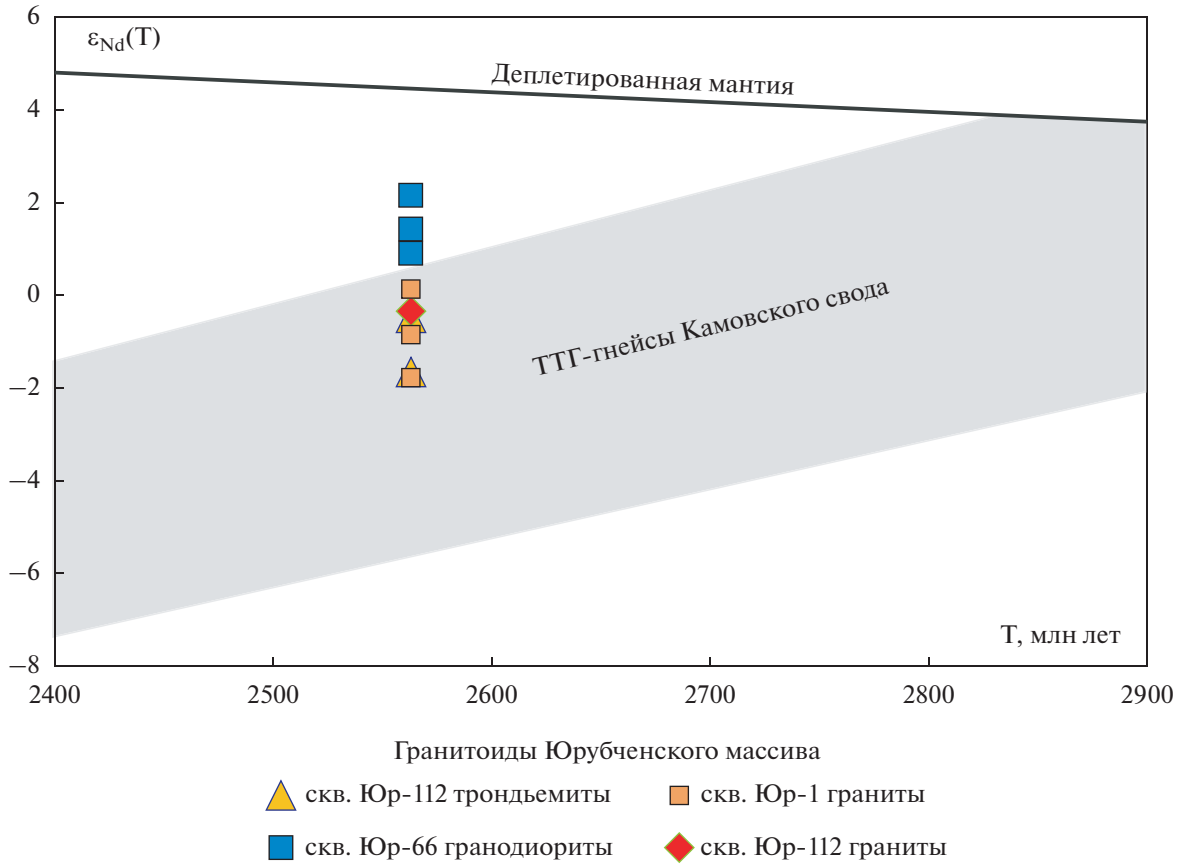


Рис. 13. Диаграмма $\varepsilon_{Nd}(T)$–T для раннедокембрийских пород фундамента Камовского свода.
Поле эволюции изотопного состава неодима для ТТГ-гнейсов Камовского свода построено по данным из работы (Ковач и др., 2000).

Граниты и трондьемиты, возможно, представляют продукты кристаллизационной дифференциации единого исходного гранитного расплава на уровне становления массива. Лейкограниты могут рассматриваться как остаточный расплав после удаления кумулусной ассоциации плагиоклаз + + рудный минерал + апатит + циркона, а участки обогащения этими кумулусными минералами, прежде всего плагиоклазом, представлены трондьемитами (рис. 4). В гранодиоритах небольшие вариации составов также, возможно, связаны с дифференциацией *in situ*. Крайний продукт этой дифференциации представлен лейкогранитными жилками среди гранодиоритов в разрезе скв. Юр-66. В то же время геохимические и изотопные различия двух групп гранитоидов массива, гранодиоритов и трондьемитов-гранитов, указывают на их образование из разных источников и в разных условиях.

Различия источников гранитоидных расплавов Юрубченского массива хорошо иллюстрируют Sm-Nd изотопные данные. На диаграмме $\varepsilon_{Nd}(T)$–T (рис. 13) точки гранитов и трондьемитов располагаются в поле эволюции изотопного состава неодима плагиогнейсов, вмещающих Юрубченский массив, в то время как гранодиориты, образованные при плавлении базитов, имеют более радиогенный первичный изотопный состав неодима (рис. 13). Положительная корреляция в координатах $\varepsilon_{Nd}(T)$–Nd гранодиоритов и гранитов (рис. 11) дает основание предполагать взаимодействие и частичное изотопно-геохимическое уравновешивание этих двух расплавов, которое могло происходить в ходе их подъема в промежуточных камерах или на уровне становления массива.

Гранодиориты, сочетающие положительные величины $\varepsilon_{Nd}(T)$ от 0.9 до 2.1, высокие концентрации и сильно фракционированные спектры легких РЗЭ (La_N/Sm_N = 6.2–8.1), образовались за счет обогащенного источника с короткой коровой историей. Сильно обедненные спектры тяжелых РЗЭ (Gd_N/Yb_N = 3.4–6.2) указывают на зарождение гранодиоритовых расплавов в равновесии с гранатсодержащим реститом. Такие условия могли быть реализованы при образовании гранодиоритового расплава при плавлении пород основного состава в нижней коре при давлении 10–15 кбар (Topuz et al., 2005; Qian, Hermann, 2013; Gao,

2016). Трондьемиты и граниты с отрицательными значениями $\varepsilon_{Nd}(T)$ от –0.3 до –1.7, более высокой концентрацией Nb, слабо фракционированным спектром тяжелых РЗЭ (Gd_N/Yb_N = 1.7–2.3) рассматриваются как продукты плавления кислых пород с плагиоклазом в рестите, что отвечает давлению около 5 кбар (Gao, 2016), т.е. средней коре. Согласно Sm-Nd изотопным данным, источником этих гранитоидов могли служить ТТГ-гнейсы Камовского свода (рис. 13).

При обсуждении причин плавления коры на разных уровнях привлекаются базальтовые магмы (Huppert, Sparks, 1988; Annen et al., 2008; Gao, 2016). На возможный вклад основных расплавов в образование изученных гранитоидов указывает присутствие габброидов, описанных в Юрубченском массиве (Вотинцев, Красильникова, 2019). Сценарий с высокотемпературным плавлением коры за счет дополнительного тепла базитов поддерживается U-Pb изотопными данными по циркону из гранитов и трондьемитов. Датирование центральных доменов циркона (потенциальных ядер) и новообразованных оболочек не обнаруживает каких-либо возрастных различий, что указывает на полное растворение циркона корового протолита.

Тектонический режим образования гранитоидов

Если Тунгусский террейн рассматривать как гранит-зеленокаменную область (ГЗО) (Розен, 2003), то плагиогнейсы Камовского свода представляют ранний тоналит-зеленокаменный комплекс, а Юрубченский массив является аналогом посттектонических интрузивов, которые завершают эволюцию неоархейских ГЗО (Kusky, Polat, 1999). Такая интерпретация согласуется с результатами проведенных исследований.

Установленное для Юрубченского массива синхронное (в пределах погрешности датировок) поступление кислых магм из разных коровых источников является отличительной особенностью посттектонического гранитоидного магматизма архейских ГЗО (Anhaeusser, 2014; Laurent et al., 2014; Tang, Santosh, 2018 и др.). Такая особенность связывается с постколлизионной обстановкой растяжения литосферы при коллапсе орогена и поступлением расплавов как из метасоматизированной литосферной мантии, так и с разных уровней коры (Kusky, 1993; Laurent et al., 2014).

Разнообразие составов источников и условий генерации кислых магм определяет широкие вариации их геохимических особенностей, индикаторных для разных тектонических обстановок (рис. 14).

На дискриминантных диаграммах из-за высоких концентраций легких РЗЭ гранитоиды располагаются вблизи границы полей I-, S- и A-типов (рис. 14а), а низкие концентрации тяжелых РЗЭ, Y, Nb и Ta определяют геохимическую специфику источников, переработанных надсубдукционными флюидами и/или расплавами (рис. 14б–14г). Некоторые отличительные черты постколлизионных гранитоидов, такие как натровая или калий-натровая специфика щелочей и повышенная концентрация Sr, были полностью утеряны гранодиоритами в процессе выветривания.

Термохронология гранитоидов Юрубченского массива

Гранитоиды Юрубченского массива претерпели тектоническую и метаморфическую переработку с формированием хрупких зон деформаций и перекристаллизации пород и гранулирования кварца, которая, возможно, происходила в конце палеопротерозоя при становлении Ангарского складчатого пояса с возрастом 2.1–1.8 млрд лет (Розен, 2003; Priyatkina et al., 2020), обрамляющего Тунгусский террейн с запада. На основе полученных геохронологических данных (рис. 15) реконструируется история постмагматической эксгумации глубинной (обр. Юр-112-5, трондьемит) и кровельной (обр. Юр-112-2, мусковитовый гранит) частей гранитоидного массива.

Изотопными Rb-Sr, Sm-Nd системами пород обоих уровней фиксируется событие с возрастом 2400 ± 45 млн лет (среднее взвешенное), во время которого произошел подъем массива от глубин его формирования до промежуточных, при которых K/Ar изотопная система биотита из трондьемита оставалась открытой. Это означает, что нижняя часть массива оставалась на глубине более 7–10 км.

По всей видимости, в пределах изученного района откликом на становление Ангарского складчатого пояса явилось тектоно-термальное событие, в результате которого произошел дальнейший подъем массива до уровней, соответствующих температурам закрытия K-Ar системы. Этот вывод следует из совпадения возраста закрытия изотопной системы биотита из трондьемита ($^{40}Ar/^{39}Ar$ датировка – 1866 ± 19 млн лет) глубинной части массива с максимумом гранитоидного магматизма в юго-западной части Сибирского кратона, который выявлен по детритовым цирконам из протерозойских осадочных пород (Priyatkina et al., 2020).

На основании Rb/Sr датировки по мусковиту и валовой пробе мусковитового гранита из кровельной части гранитоидного массива (обр. Юр-112-2, 2417 ± 64 млн лет) уже к этому времени порода должна была находится на небольшой глубине. Тогда и $^{40}Ar/^{39}Ar$ датировка по мусковиту должна была попасть на этот возрастной рубеж, чего не наблюдается. Мы предполагаем, что в процессе тектонической эксгумации гранитоидного массива 1866 ± 19 млн лет назад в кровельной части произошло формирование локальных зон деформаций с перекристаллизацией мусковита. Значи-

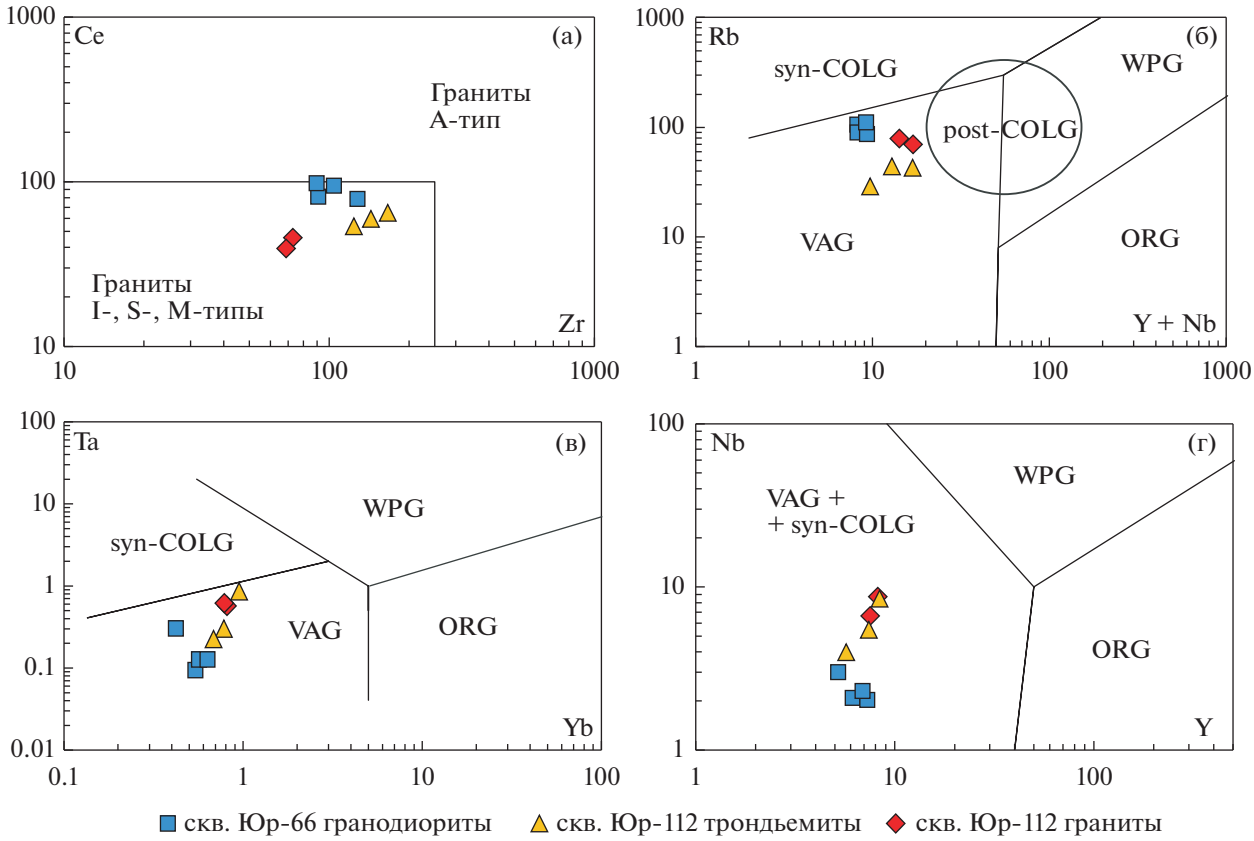


Рис. 14. Дискриминационные диаграммы Ce–Zr (Whalen et al., 1987), Rb–(Y+Nb) (Pearse, 1996), Ta–Yb и Nb–Y (Pearse et al., 1984) для гранитоидов Юрубченского массива.

тельно более древнее значение $^{40}Ar/^{39}Ar$ возраста мусковита относительно биотита может являться результатом смешения новообразованного синтектонического мусковита (с возрастом ~ 1866 млн лет) и постмагматического мусковита с возрастом 2417 млн лет.

Таким образом, Rb-Sr, Sm-Nd и Ar-Ar изотопные системы в породообразующих минералах архейских постколлизионных гранитоидов Юрубченского массива отражают два этапа их постмагматической истории. Ранний этап около 2.40 млрд лет, вероятно, соответствует завершению эволюции коллизионного орогена и остыванию массива до температуры около 400°C на глубине 7–10 км. Поздний этап около 1.87 млрд лет, вероятно, связан с тектонической эксгумацией архейских пород запада Тунгусского террейна в ходе формирования палеопротерозойских комплексов Ангарского пояса.

Предложенная модель постмагматической эксгумации гранитоидного массива в сопоставлении с данными детритовых цирконов из мезо- и неопротерозойских осадочных бассейнов (рис. 2) должна учитываться при разработке тектонических моделей совмещения палеопротерозойского Ангарского пояса и Тунгусского террейна.

Гранитоиды Юрубченского массива: значение для региональных и палеоконтинентальных корреляций

Результаты геохронологических исследований позволяют рассматривать гранитоиды Юрубченского массива с возрастом 2563 млн лет как один из источников обломочного материала при накоплении рифейских осадочных пород в смежном Тейско-Чапском прогибе. Значительное (около 50%) количество зерен циркона с возрастом 2.5–2.6 млрд лет в этих осадочных породах (Priyatkina et al., 2020) предполагает, что на изученной территории гранитоиды Юрубченского массива или его возрастные аналоги имели широкое распространение. Присутствие многочисленных зерен циркона с возрастом около 2.60 млрд лет в рифейских осадочных породах Туруханского поднятия в северо-западном обрамлении Сибирского кратона (Priyatkina et al., 2016) дает основание утверждать, что гранитоиды Юрубченского типа были широко распространены не только в центральной, но в северной частях Тунгусского супертеррейна.

В неопротерозойских осадочных породах на Енисейском кряже и Саянском выступе детритовый циркон с возрастом 2.5–2.6 млрд лет присут-

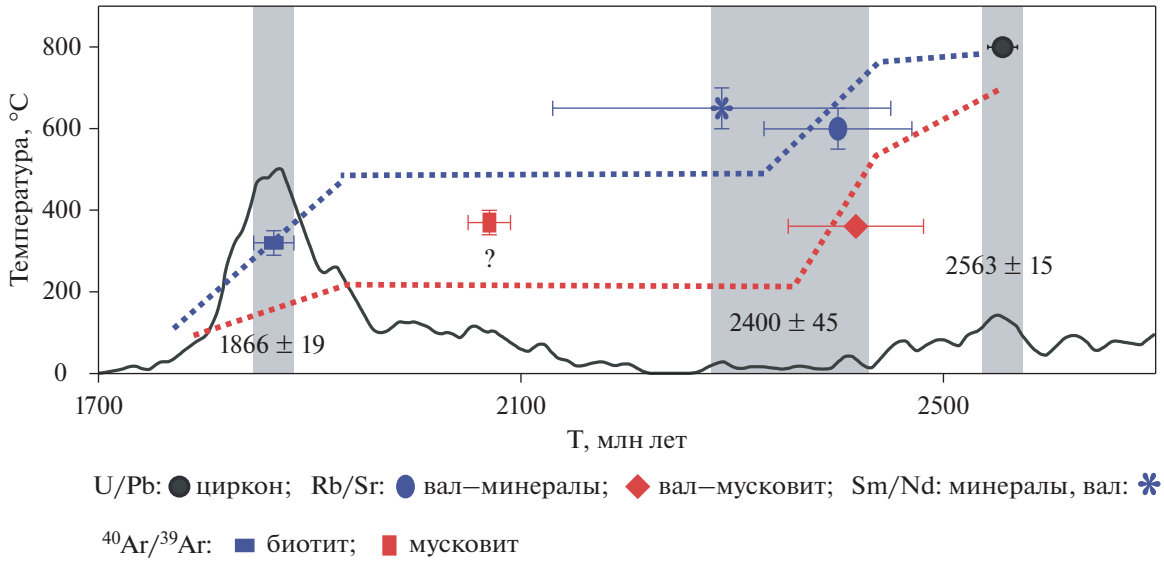


Рис. 15. Сводка геохронологических данных для гранитоидов Камовского свода на термохронологической диаграмме формирования для U/Pb датировки либо закрытия изотопных систем.
Сплошная черная линия – сводка датировок по детритовым цирконам для протерозойских пород юго-западной части Сибирского кратона (Priyatkina et al., 2020). Синий цвет – обр. Юр-112-5, красный цвет – обр. Юр-112-2.

ствует в подчиненном (менее 10%) количестве (Priyatkina et al., 2018), что может указывать на меньшее распространение возрастных аналогов Юрубченского массива в южной части Тунгусского супертеррейна. Тем не менее именно здесь, в Шарыжалгайском выступе, широко проявлены эндогенные события в интервале 2.5–2.6 млрд лет, включая внедрение синколлизионных гранитоидов Китойского комплекса (2532 ± 12 млн лет: Гладкочуб и др., 2005), а также внедрение постколлизионных гранитоидов и метаморфическую переработку пород Иркутного блока (2.54–2.57 млрд лет: Сальникова и др., 2007; Turkina et al., 2012), которые связывают с формированием неоархейской Урикско-Китойской коллизионной зоны при сочленении Иркутного и Окинского террейнов.

Следует добавить, что циркон с возрастом 2.5–2.6 млрд лет в мезо- и неопротерозойских осадочных породах имеет близкие к нулю величины $\varepsilon_{Hf}(T) = 0 \pm 5$ (Priyatkina et al., 2016, 2018, 2020). Это служит указанием на сравнительно короткую коровую предысторию размываемых гранитоидов и является дополнительным свидетельством их постколлизионной тектонической принадлежности. Таким образом, имеющиеся данные дают основание утверждать, что постколлизионные гранитоиды с возрастом около 2.55 млрд лет имеют широкое распространение в составе Тунгусского супертеррейна и указывают на консолидацию коры этого крупного континентального блока в самом конце неоархея.

Анализ геохронологических данных по Сибирскому кратону свидетельствует, что возраст внедрения гранитоидов Юрубченского массива отвечает периоду становления постколлизионных и внутриплитных гранитоидов Каларского, Чародоканского и Нелюкинского комплексов Олекминской ГЗО запада Алданского щита – от 2.62 до 2.40 млрд лет (Ларин и др., 2012). Близкий возраст формирования континентальной коры устанавливается и для Северо-Китайского кратона, в котором амальгамация гранит-зеленокаменных поясов комплексов происходила 2.5–2.7 млрд лет назад (Tang et al., 2016; Tang, Santosh, 2018).

В глобальных палеоконтинентальных корреляциях Тунгусский террейн по возрасту консолидации коры моложе террейнов, относимых к архейским суперкратонам Ваалбара и Сьюперия, но сопоставим с террейнами суперкратона Славия (Bleeker, 2003; Eriksson, Condie, 2014) и, возможно, представляет тектонический фрагмент этого самого молодого архейского континента (суперкратона).

ВЫВОДЫ

1. В составе Тунгусского террейна на территории Камовского свода глубокими скважинами предположительно вскрыта краевая часть неоархейского массива гранитоидов. В составе массива участвуют две фазы, гранодиориты и трондьемиты-лейкограниты, которые имеют близкий возраст 2563 млн лет, но различаются по глубине зарождения и составу источников расплавов. Гранодиоритовые расплавы, возможно, образовались при плавлении базитового источника в равнове-

сии с гранатсодержащим реститом, т.е. на глубине более 35 км, в то время так гранитный расплав был сформирован за счет кислого корового источника с безгранатовым реститом на глубине менее 20 км.

2. Внедрение гранитоидов, вероятно, происходило на постколлизионном этапе эволюции коры Тунгусского террейна, было связано с обстановкой растяжения при коллапсе коллизионного орогена и маркирует образование стабильной континентальной коры этого неоархейского блока.

3. По возрасту кратонизации Тунгусский террейн моложе террейнов, относимых к архейским суперкратонам Ваалбара и Сьюпериа, но сопоставим с террейнами суперкратона Славиа (Bleeker, 2003; Eriksson, Condie, 2014) и, возможно, представляет тектонический фрагмент этого самого молодого архейского континента.

4. Rb-Sr, Sm-Nd и Ar-Ar изотопные результаты по породообразующим минералам архейских постколлизионных гранитоидов Тунгусского террейна соответствуют двум этапам их постмагматической истории. Ранний этап, около 2.40 млрд лет, вероятно, отражает завершение эволюции коллизионного орогена и остывание массива до температуры около 400°C на глубине 7–10 км. Поздний этап, около 1.87 млрд лет, возможно, связан с тектонической эксгумацией архейских пород запада Тунгусского террейна в процессе формирования палеопротерозойских комплексов Ангарского пояса.

Благодарности. Авторы признательны сотрудникам кафедры литологии РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина за помощь в подборе кернового материала для исследований. Мы выражаем искреннюю благодарность рецензентам Т.В. Донской, О.М. Туркиной и Н.И. Гусеву, за конструктивные замечания и рекомендации, которые позволили уточнить и улучшить рукопись статьи.

Источники финансирования. Работа выполнена по гранту РФФИ № 20-05-00686, $^{40}Ar/^{39}Ar$ датирование проведено в рамках Государственного задания ИГМ СО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Богданова С.В. Земная кора Русской плиты в раннем докембрии (на примере Волго-Уральского сегмента). М.: Наука, 1986. 224 с.

Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Лукомская К.Г. и др. Первые данные об абсолютном возрасте фундамента Сибирской платформы, полученные на основе U-Pb датирования цирконов на SHRIMP II (поздний архей) // Горные ведомости. 2011. № 12. С. 6–22.

Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Сергеев С.А. и др. Новые данные по определению абсолютного возраста пород фундамента Сибирского кратона и Западно-Сибирской платформы по цирконам на SHRIMP II // Горные ведомости. 2013. № 9. С. 38–62.

Вотинцев А.Н., Красильникова Н.Б. Нефтегазоносность фундамента Сибирской платформы в пределах Камовского свода Байкитской антеклизы // Геология нефти и газа. 2019. № 2. С. 55–62.

Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М. и др. Возраст и геодинамическая интерпретация гранитоидов китойского комплекса (юг Сибирского кратона) // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 11. С. 1139–1150.

Глебовицкий В.А., Хильтова В.Я., Козаков И.К. Тектоническое строение Сибирского кратона: интерпретация геолого-геофизических, геохронологических и изотопно-геохимических данных // Геотектоника. 2008. № 1. С. 12–26.

Донская Т.В. Раннепротерозойский гранитоидный магматизм Сибирского кратона. Дисс. ... докт. геол.-мин. наук. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2019. 410 с.

Карандашев В.К., Туранов А.Н., Орлова Т.А. и др. Использование метода масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой в элементном анализе объектов окружающей среды // Заводская лаборатория. Диагностика материалов. 2007. В. 73. С. 12–22.

Ковач В.П., Котов А.Б., Смелов А.П. и др. Этапы формирования континентальной коры погребенного фундамента восточной части Сибирской платформы: Sm-Nd изотопные данные // Петрология. 2000. Т. 8. С. 394–408.

Ларин А.М., Котов А.Б., Великославинский С.Д. и др. Раннедокембрийские гранитоиды А-типа Алданского щита и его складчатого обрамления: источники и геодинамические обстановки формирования // Петрология. 2012. Т. 20. № 3. С. 242–265.

Ларионова Ю.О., Самсонов А.В., Шатагин К.Н. Источники архейских санукитоидов (высоко-Mg субщелочных гранитоидов) Карельского кратона: Sm-Nd и Rb-Sr изотопно-геохимические данные // Петрология. 2007. Т. 15. № 6. С. 590–612.

Миронюк Е.П., Тимашков А.Н., Чухонин А.П. и др. Хроногеологические исследования фундамента Сибирской платформы // Региональная геология и металлогения. 1996. № 5. С. 98–110.

Попов Н.В., Сафонова И.Ю., Постников А.А. и др. Палеопротерозойские гранитоиды из фундамента центральной части Сибирской платформы (скважина Могдинская-6): U-Pb возраст и состав // Докл. РАН. 2015. Т. 461. С. 558–562.

Розен О.М. Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции // Геотектоника. 2003. № 3. С. 3–21.

Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Левицкий В.И. и др. Возрастные рубежи проявления высокотемпературного метаморфизма в кристаллических комплексах Иркутного блока Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы: результаты U-Pb датирования единичных зерен циркона // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т. 15. № 4. С. 3–19.

Anhaeusser C.R. Archaean greenstone belts and associated granitic rocks – A review // J. African Earth Sci. 2014. V. 100. P. 684–732.

Annen C., Blundy J. D., Sparks R. S. J. The sources of granitic melt in Deep Hot Zones // Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci. 2008. V. 97. P. 297–309

Baksi A.K., Archibald D.A., Farrar E. Intercalibration of $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating standards // Chem. Geol. 1996. V. 129. P. 307—324.

Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M. et al. Temora 1: A new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology // Chem. Geol. 2003. V. 200. P. 155–170.

Bleeker W. The late Archean record: A puzzle in ca. 35 pieces // Lithos. 2003. V. 71. P. 99–134.

Bogdanova S.V. Segments of the East European Craton // Eds. D.C. Gee, M. Beckholmen. EUROPROBE in Jablonna 1991. European Science Foundation – Polish Academy of Sciences. 1993. P. 33–38.

Bogdanova S.V., Gorbatschev R., Garetsky R.G. EUROPE|East European Craton // Ed. E. Scott. Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences. Elsevier, 2016.

Bogdanova S.V., Belousova E., De Waele B. et al. Palaeoproterozoic reworking of early Archaean lithospheric blocks: Rocks and zircon records from charnockitoids in Volgo-Uralia // Precambrian Res. 2021. V. 360. 106224.

Condie K.C. Earth as an Evolving Planetary System. Elsevier Ltd, 2011. Second edition. 574 p.

Czamanske G.K., Wooden J.L., Walker R.J. et al. Geochemical, isotopic, and SHRIMP age data for precambrian basement rocks, permian volcanic rocks, and sedimentary host rocks to the ore-bearing intrusions, Noril'sk-Talnakh District, Siberian Russia // Internat. Geol. Rev. 2000. V. 42. P. 895–927.

Donskaya T.V. Assembly of the Siberian Craton: Constraints from paleoproterozoic Granitoids // Precambrian Res. 2020. V. 348. 105869.

Doucet L.S., Ionov D.A., Golovin A.V. Paleoproterozoic formation age for the Siberian cratonic mantle: Hf and Nd isotope data on refractory peridotite xenoliths from the Udachnaya kimberlite // Chem. Geol. 2015. V. 391. P. 42–55.

Eriksson P.G., Condie K.C. Cratonic sedimentation regimes in the ca. 2450–2000 Ma period: Relationship to a possible widespread magmatic slowdown on Earth? // Gondwana Res. 2014. V. 25. P. 30–47.

Gao P., Zheng Y.-F., Zhao Z.-F. Experimental melts from crustal rocks: A lithochemical constraint on granite petrogenesis // Lithos. 2016. V. 266–267. P. 133–157

Garzanti E., Padoan M., Setti M. et al. Weathering geochemistry and Sr-Nd fingerprints of equatorial upper Nile and Congo muds // Geochem. Geophys. Geosyst. 2013. V. 14. P. 292–316.

Gladkochub D.P., Pisarevsky S.A., Donskaya T.V. et al. Siberian Craton and its evolution in terms of Rodinia hypothesis // Episodes. 2006. V. 29. № 3. P. 169–174.

Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: Implications for crustal evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 87. P. 249–265.

Huppert H.E., Sparks R.S.J. The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust // J. Petrol. 1988. V. 29. P. 599–624.

Ionov D.A., Doucet L.S., Carlson R.W. et al. Post-Archean formation of the lithospheric mantle in the central Siberian craton: Re-Os and PGE study of peridotite xenoliths from the Udachnaya kimberlite // Geochim. Cosmochim. Acta. 2015. V. 165. P. 466–483.

Kostrovitsky S.I., Skuzovatov S.Y., Yakovlev D.A. et al. Age of the Siberian craton crust beneath the northern kimberlite fields: Insights to the craton evolution // Gondwana Res. 2016. V. 39. P. 365–385.

Kusky T.M. Collapse of archean orogens and the generation of late- to postkinematic granitoids // Geology. 1993. V. 21. P. 925–928.

Kusky T.M., Polat A. Growth of granite–greenstone terranes at convergent margins, and stabilization of Archean cratons // Tectonophysics. 1999. V. 305. P. 43–73.

Larionov A.N., Andreichev V.A., Gee D.G. The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: Ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenite // The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica. Eds. D.G. Gee, V.L. Pease. London. Geol. Soc. Memoirs. 2004. V. 30. P. 69—74.

Laurent O., Martin H., Moyen J.-F., Doucelance R. The diversity and evolution of late-Archaean granitoids: Evidence for the onset of "modern-style" plate tectonics between 3.0 and 2.5 Ga // Lithos. 2014. V. 205. P. 208–235.

Ludwig K.R. SQUID 1.12. A user's manual. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2005a. 22 p. http://www.bgc.org/klprogrammenu.html.

Ludwig K.R. User's manual for ISOPLOT/Ex 3.22. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2005b. 71 p. http://www.bgc.org/klprogrammenu.html.

Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // Geol. Soc. Amer. Bull. 1989. V. 101. P. 635–643.

Maulana A., Yonezu K., Watanabe K. Geochemistry of rare earth elements (REE) in the weathered crusts from the granitic rocks in Sulawesi Island, Indonesia // J. Earth Sci. 2014. V. 25. P. 460–472.

Nesbitt H.W., Young G.M. Early proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // Nature. 1982. V. 299. P. 715–717.

Parker A. An index of weathering for silicate rocks // Geol. Mag. 1970. V. 107. P. 501–504.

Pearce J.A. Sources and settings of granitic rocks // Episodes. 1996. V. 19. P. 120–125.

Pearce J.A., Harris N.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. V. 25. P. 956–983.

Priyatkina N., Khudoley A.K., Collins W.J. et al. Detrital zircon record of meso- and neoproterozoic sedimentary basins in northern part of the Siberian Craton: Characterizing buried crust of the basement // Precambrian Res. 2016. V. 285. P. 21–38.

Priyatkina N., Collins W.J., Khudoley A.K. et al. The Neoproterozoic evolution of the western Siberian Craton margin: U-Pb-Hf isotopic records of detrital zircons from the Yenisey Ridge and the Prisayan Uplift // Precambr. Res. 2018. V. 305. P. 197–217.

Priyatkina N., Ernst R.E., Khudoley A.K. A preliminary reassessment of the Siberian cratonic basement with new U-Pb-Hf detrital zircon data // Precambrian Res. 2020. V. 340. 105645.

Qian Q., Hermann J. Partial melting of lower crust at 10–15 kbar: Constraints on adakite and TTG formation // Contrib. Mineral. Petrol. 2013. V. 165. P. 1195–1224.

Rosen O.M., Condie K.C., Natapov L.M., Nozhkin A.D. Archean and Early Proterozoic evolution of the Siberian craton: A preliminary assessment // Developments in Precambrian Geology. V. 11. Archean Crustal Evolution. Ed. K.C. Condie. Amsterdam: Elsevier, 1994. P. 411–459.

Smelov A.P., Timofeev V.F. The age of the North Asian Cratonic basement: An overview // Gondwana Res. 2007. V. 12. P. 279–288.

Stacey J.S., Kramers I.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. P. 207—221.

Steiger R.H., Jager E. Subcomission of Geochronology: Convention of the use of decay constants in geo and cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett. 1976. V. 36. P. 359—362.

Tang L., Santosh M. Neoarchean granite-greenstone belts and related ore mineralization in the North China Craton: An overview // Geosci. Front. 2018. V. 9. P. 751—768.

Tang L., Santosh M., Tsunogae T., Teng X.-M. Late Neoarchean arc magmatism and crustal growth associated with microblock amalgamation in the North China Craton: Evidence from the Fuping Complex // Lithos. 2016. V. 248—251. P. 324—338.

Topuz G., Altherr R., Schwarz W.H. et al. Postcollisional plutonism with adakite-like signatures: the Eocene Saraycik granodiorite (Eastern Pontides, Turkey) // Contrib. Mineral. Petrol. 2005. V. 150. P. 441—455.

Turkina O.M., Berezhnaya N.G., Lepekhina E.N., Kapitonov I.N. U-Pb (SHRIMP II), Lu-Hf isotope and trace element geochemistry of zircons from high-grade metamorphic rocks of the Irkut terrane, Sharyzhalgay Uplift: Implications for the neoarchaean evolution of the Siberian Craton // Gondwana Res. 2012. V. 21. P. 801—817.

Turkina O.M., Sukhorukov V.P., Sergeev S.A. Mesoarchean bimodal volcanic rocks of the Onot greenstone belts, southwestern Siberian craton: Implications for magmatism in an extension/rift setting // Precambrian Res. 2020. V. 343. 105731.

Wedepohl K.H., Hartmann G. The composition of the primitive upper earth's mantle // Kimberlites, related rocks and mantle xenoliths // Eds. H.O.A. Meyer, O.H. Leonardos, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. 1994. P. 486—495.

Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contrib. Mineral. Petrol. 1987. V. 95. P. 407—419.

Wiedenbeck M., Alle P., Corfu F. et al. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses // Geostand. Newslett. 1995. V. 19. P. 1—23.

Williams I.S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe // Applications in microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. Rev. Econom. Geol. 1998. V. 7. P. 1—35.

Yakubchuk A. Diamond deposits of the Siberian craton: Products of post-1200 Ma plume events affecting the lithospheric keel // Ore Geol. Rev. 2009. V. 35. P. 155—163.

Neoarchaean Granitoids in the West of the Tunguska Superterrane, Basement of the Siberian Platform: Geochronology, Petrology, Tectonic Implication

A. V. Samsonov[1], A. V. Postnikov[2], V. A. Spiridonov[3], Yu. O. Larionova[1], A. N. Larionov[4], A. V. Travin[5], O. V. Postnikova[2], N. V. Solovyova[1], I. A. Sabirov[2], and I. V. Spiridonov[3]

[1]*Institute of geology of ore deposits, petrography, mineralogy and geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow Russia*

[2]*Department of Lithology, Gubkin State University of Oil and Gas, Moscow, Russia*

[3]*VNIIgeosystem, Moscow, Russia*

[4]*Isotope Research Centre, Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia*

[5]*Institute of Geology and Mineralogy of the Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia*

The Yurubchen granitoid massif that form the basement of the Kamov arch of the Baikit uplift in the western part of the Tunguska superterrane, the Siberian craton, was studied. The rocks of the massif that expands the area over 400 km^2 were sampled by wells at a depth of 1.8—2.0 km. U-Pb (SHRIMP) zircon dating, geochemical and isotopic studies of the Yurubchensky massif indicate two groups of granitoids with similar ages but different petrogenetic characteristics. Granodiorites (2562 ± 16 Ma) with $\varepsilon_{Nd}(T) = +0.9...+2.1$, high concentrations of light REE, highly fractionated HREE patterns ($Gd_N/Yb_N = 3.4—6.2$) could be formed via partial melting of an enriched mafic source with a short crustal history at a depth >45 km in equilibrium with garnet. In contrast to the granodiorites, sodium and potassium leucogranites (2563 ± 10 and 2563 ± 18 Ma, respectively) with $\varepsilon_{Nd}(T)$ from −0.3 to −1.7 and less fractionated HREE patterns ($Gd_N/Yb_N = 1.7—2.3$), could originate via melting of a crustal source at shallower depths. The isotopic studies of rock-forming and accessory minerals identify ca. 2.40 Ga (Rb-Sr and Sm-Nd mineral isochrones) and ca. 1.87 Ga (Ar-Ar, biotite) stages in the postmagmatic history of the Yurubchensky massif. The existence of petrogenetically different but coeval granodiorites and leucogranites could indicate a post-collisional lithosphere extension at ca. 2.56 Ga that resulted in the melting of the heterogeneous crust at various depths. The closure of the Rb-Sr and Sm-Nd systems at ca. 2.40 Ga was probably related with the termination of the Neoarchean collisional orogen evolution and the cooling of the Yurubchensky massif to a temperature of ca. 400°C at a depth of 7—10 km. The later ca. 1.87 Ga stage could be related to the tectonic exhumation of Archean rocks in the western Tunguska superterrane during the development of the Paleoproterozoic Angara belt. In terms of the stabilization of the Archaean continental crust, recorded by ca. 2.56 Ga post-collisional granitoids, the Tunguska superterrane is younger than the terranes attributed to the Archaean Vaalbara and Superia supercratons, but is comparable to crustal blocks in the Slavia supercratons and, possibly, represents a tectonic fragment of this youngest Neoarchaean continent.

Keywords: basement of ancient platforms, Siberian craton, Tunguska superterrane, Early Precambrian, petrology, geochronology and tectonic setting of granitoids

ПЕТРОЛОГИЯ, 2021, том 29, № 5, с. 478–507

УДК 552.31

ПЕТРОЛОГИЯ СРЕДНЕПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО УЛЬТРАМАФИТ-ЩЕЛОЧНО-КАРБОНАТИТОВОГО ИНТРУЗИВНОГО ТИКШЕОЗЕРСКОГО КОМПЛЕКСА (СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ)[1]

© 2021 г. Е. В. Шарков[a, *], А. В. Чистяков[a], М. М. Богина[a, **], В. В. Щипцов[b], Б. В. Беляцкий[c], П. В. Фролов[b]

[a] *Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия*

[b] *Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск, Россия*

[c] *Всероссийскти геологический институт им. А.П. Карпинского, Центр изотопных исследований, Санкт-Петербург, Россия*

**e-mail: sharkov@igem.ru*

***e-mail: lekhta@mail.ru*

Поступила в редакцию 24.11.2020 г.
После доработки 03.02.2021 г.
Принята к публикации 29.03.2021 г.

Впервые приведено всестороннее описание одного из древнейших в мире Тикшеозерского ультрамафит-щелочно-карбонатитового интрузивного комплекса (~1.99 млрд лет), входящего в состав среднепалеопротерозойской изверженной провинции Балтийского щита. Рассмотрено его геологическое строение, а также петрографическая, минералогическая и геохимическая характеристики пород этого комплекса. Он был сформирован в три интрузивные фазы. Первая фаза образована породами нормальной щелочности: дунитами, верлитами, клинопироксенитами и габбро. Среди пород второй фазы отмечаются оливиниты, но преобладают щелочные ультрамафиты: якупирангиты (щелочные клинопироксениты) и фоидолиты (мельтейгиты, ийолиты и уртиты); в подчиненном количестве встречены щелочные габбро и нефелиновые сиениты. Третья интрузивная фаза представлена карбонатитами. Согласно геохимическим и минералогическим данным, все три фазы представляют собой независимые образования и не являются продуктами дифференциации единого исходного расплава. Показано, что нефелиновые сиениты были сформированы в результате фракционирования фоидолитов. Предложена модель формирования подобных комплексов в результате декомпрессионного плавления головы мантийного плюма, содержащего карбонатный флюид.

Ключевые слова: щелочно-ультрамафические с карбонатитами массивы, крупная изверженная провинция (КИП), мантийный плюм, ультрамафиты, фоидолиты, нефелиновые сиениты, карбонатиты, интрузивные фазы, карбонатный флюид

DOI: 10.31857/S0869590321050071

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время в мире известно более 500 ультрамафит-щелочно-карбонатитовых магматических комплексов (Wolley, Kjarsgaard, 2008). Они входят в состав крупных изверженных провинций (КИП (LIP); Ernst, 2014), связанных с подъемом мантийных плюмов. В пределах КИП они формируют ареалы, известные в качестве щелочных провинций, например Маймеча-Котуйская в пермо-триасовой Сибирской КИП (Васильев, 1988) или Кольская (Арзамасцев, Ву, 2014) в девонской Восточно-Европейской КИП и др.

Как правило, подобные комплексы представляют собой крутопадающие тела площадью первые десятки, редко сотни, квадратных километров с резкими интрузивными контактами с вмещающими породами. Они имеют сложное внутреннее строение и образованы широким спектром пород, формирование которых можно объединить в три главные интрузивные фазы, последовательно сменяющие друг друга. Породы первой фазы обычно представлены высокомагнезиальными ультрамафитами (дунитами, верлитами и клинопироксенитами, совместно или по отдельности). Второй фазы – преимущественно щелочные породы (якупирангиты, фоидолиты, нефелиновые сиениты и др.) и ассоциирующие с ними оливиниты и

[1] Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi: 10.31857/S0869590321050071 для авторизованных пользователей.

фоскориты. Внедрение карбонатитов третьей фазы повсеместно завершает интрузивный процесс.

Несмотря на довольно широкую распространенность этих устойчивых ассоциаций и почти вековую историю их изучения, вопрос о характере взаимосвязи карбонатитов и силикатных пород в подобных комплексах до сих пор остается дискуссионным (Woolley, Church, 2005; Gill, 2010 и др.). Во множестве предложенных гипотез, объясняющих феномен появления карбонатитовых магм, их формирование часто рассматривается вне связи с пространственно ассоциирующими с ними силикатными магмами. Обычно предполагается, что возникновение карбонатитовых магм было связано с плавлением карбонатизированных мантийных перидотитов литосферной мантии при высоких *P-T* параметрах и низкой степени частичного плавления (Yaxley et al., 1991; Kogarko, Zartman, 2007; Гирнис, 2003; Brey et al., 1991). По мнению (Kogarko, Veselovsky, 2019), источник такой карбонатизации литосферной мантии связан с подъемом головных частей мантийных плюмов, где в результате адиабатического плавления на глубинах 200–300 км образуется большое количество летучих компонентов, главным образом CO_2.

Вместе с тем геологические и изотопные данные свидетельствуют об устойчивой связи щелочных и карбонатитовых магм (например, Bell, Tilton, 2001; Kogarko, Zartman, 2007; Rukhlov et al., 2015), поэтому рассматривать происхождение карбонатитовых магм в отрыве от ассоциирующих с ними силикатных пород вряд ли правомерно. Многие исследователи полагают, что происхождение карбонатитов связано с фракционной кристаллизацией щелочных магм или с ликвацией исходного расплава гипотетического промежуточного состава. При этом гипотеза собственно кристаллизационной дифференциации исходных щелочных расплавов (Tuttle, Gittins, 1966; Wyllie, Lee, 1999; Weidendorfer et al., 2016 и др.) сталкивается с проблемой отсутствия промежуточных разновидностей пород (фракционатов), а гипотеза силикатно-карбонатитовой ликвации (Wylley, 1989; Brooker, 1998; Kjarsgaard, Hamilton, 1988; Lee, Wyllie, 1997; Martin et al., 2013; Potter et al., 2017 и др.) – с проблемой значительной разницы в вязкости силикатных и карбонатитовых расплавов. В этом случае внедрению силикатных магм должно было предшествовать внедрение карбонатитовых, хотя в реальных промежуточных очагах (ультрамафит-щелочно-карбонатитовых комплексах) таких магматических систем карбонатиты всегда образуют последнюю интрузивную фазу.

Однако во многих случаях основное внимание при описании ультрамафит-щелочно-карбонатитовых комплексов уделялось карбонатитам (Щипцов и др., 2007; Кулешевич, 2016; Tikhomirowa et al., 2006, 2013 и др.), а главная по объему их силикатная часть оставалась слабо изученной, что затрудняет понимание их происхождения. Цель настоящей работы – всестороннее описание силикатных пород Тикшеозерского комплекса в Северной Карелии; знания их петрографических, минералогических и геохимических особенностей помогут в разработке основ современной петрологической модели формирования подобных комплексов.

Этот комплекс образован преимущественно клинопироксенитами при существенной роли фоидолитов и карбонатитов. Он является одним из древнейших интрузивов в мире. Геохронологические исследования проводились только для карбонатитов, датирование которых различными методами дает возраст около 1.99 млрд лет (Corfu et al., 2011; Tichomirowa et al., 2013; Родионов и др., 2009 и др.). Вместе с соседним Елетьозерским сиенит-габбровым комплексом (2086 ± 30 млн лет) (Шарков и др., 2015, 2018) он входит в состав среднепалеопротерозойской крупной изверженной провинции с возрастом ~2.1–2.0 млрд лет (Шарков, Богина, 2006; Sharkov et al., 2017). Эта провинция развита в восточной части Балтийского (Фенноскандинавского) щита и представляет собой одно из древнейших проявлений КИП фанерозойского типа (Шарков и др., 2020; Ernst, 2014).

Как и все подобные КИП, рассматриваемая провинция образована крупными лавовыми покровами, сложенными преимущественно пикритами и базальтами разной щелочности – от преобладающих толеитов типа E-MORB до умеренно-щелочных базальтов типа OIB (базальты океанских островов). Лучше всего эти базальты сохранились в пределах рифтовых структур, между которыми в выходах архейского фундамента развиты рои даек того же состава, а также крупные титаноносные сиенит-габбровые расслоенные интрузивы: Гремяха-Вырмесский на Кольском кратоне (1.97–1.87 млрд лет, Арзамасцев и др., 2006) и упомянутый выше Елетьозерский (2.086 млрд лет, Шарков и др., 2015, 2018) – на Карельском, где с ним соседствует Тикшеозерский ультрамафит-щелочно-карбонатитовый комплекс. Кроме того, в Карелии, в районе оз. Кимозеро встречены алмазоносные кимберлиты (1.92 млрд лет) (Priyatkina et al., 2014; Каргин и др., 2015; Путинцева, Спиридонов, 2016), а в Северной Финляндии – раннепалеопротерозойские карбонатиты Кортеярви и Лайвайоки (2.02 млрд лет, Nykanen et al., 1997). Таким образом, данная провинция содержит практически полный набор магматических проявлений, типичных для фанерозойских КИП (Ernst, 2014).

Одним из наименее изученных объектов этой КИП является Тикшеозерский ультрамафит-щелочно-карбонатитовый комплекс.

Предварительные результаты его изучения были опубликованы ранее (Шарков и др., 2019), но

за последние годы были получены и новые данные, что позволило уточнить общую картину и частично пересмотреть сделанные ранее выводы.

Тикшеозерский комплекс был открыт в 1972 г. группой В.Д. Слюсарева в ходе тематических работ Института геологии Карельского научного центра РАН (ИГ КарНЦ РАН, г. Петрозаводск) при заверке геофизической аномалии на плохо обнаженной болотистой местности. Наряду с известными ранее клинопироксенитами, они обнаружили щелочные породы, а затем и карбонатиты. Проведенные здесь в 1970–1980-х гг. геолого-поисковые работы (преимущественно на апатит) позволили уточнить контуры комплекса и выявить спектр слагающих его пород (Богачев и др., 1976). Однако существенных концентраций полезных ископаемых здесь не было найдено, и интерес к массиву значительно снизился, ограничившись отдельными публикациями (Сафронова, 1988; Щипцов и др., 2007; Иващенко, Голубев, 2011; Кулешевич, 2016 и др.). Большая часть каменного материала, собранного в процессе геологических исследований, а также практически весь керновый материал буровых скважин были утеряны.

В рамках базовой темы ИГЕМ РАН были возобновлены исследования Тикшеозерского массива, как одного из ключевых объектов геологической истории Балтийского щита, с использованием современной аналитической техники. Были проведены новые полевые исследования, позволившие собрать коллекцию основных разновидностей пород, а также был использован сохранившийся материал прежних исследований. К сожалению, некоторые потери оказались необратимыми – так, не сохранилось ни одного образца серпентинизированных дунитов из южной части комплекса, и здесь мы можем опираться только на результаты предыдущих исследователей. Мы впервые детально охарактеризовали петрографию, минералогию и геохимию пород комплекса, а также разработали новую модель его формирования. Все это позволило нам составить наиболее полную картину этого уникального интрузива.

В работе приводятся, главным образом, оригинальные данные и на нескольких графиках приводятся также данные по нефелиновым сиенитам из литературных источников. Авторами были изучены более 130 прозрачно-полированных шлифов по всем главным типам пород в составе Тикшеозерского комплекса. Проведены определения содержаний главных и редких компонентов методом РФА более чем в 100 пробах, редких и рассеянных элементов методом ICP-MS в 50 пробах и изучены составы минеральных фаз в 54 шлифах (методику исследований см ниже).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ТИКШЕОЗЕРСКОГО КОМПЛЕКСА

Тикшеозерский ультрамафит-щелочно-карбонатитовый комплекс площадью около 24 км^2, прорывает архейские гранито-гнейсы и раннепалеопротерозойские граниты (рис. 1). Его северная граница скрыта под акваторией оз. Тикшеозера; восточная и южная границы, из-за плохой обнаженности, проводятся в основном по данным буровых и геофизических работ. Прослежена только западная граница комплекса с архейскими гнейсами, но и она проходит по зоне совместного рассланцевания. На некотором удалении от главного тела комплекса располагаются небольшие сателлиты, крупнейшим из которых является Восточный сателлит размером 0.7 × 2 км.

Как видно на рис. 1, в настоящее время комплекс представляет собой коллаж из тектонических блоков, так что его первоначальная форма неизвестна. Вместе с тем в породах Тикшеозерского комплекса проявлена первичная магматическая расслоенность, которая, хотя и слабее, чем в расположенном рядом Елетьозерском сиенит-габбровом комплексе, но позволяет судить о его кумулятивной стратиграфии. Судя по многочисленным следам интрузивных взаимоотношений между различными породами, особенно щелочного ряда, формирование комплекса происходило в неспокойной обстановке и говорить о его внутренней структуре можно лишь в самых общих чертах.

В отличие от большинства ультрамафит-щелочно-карбонатитовых комплексов во всем мире, часто имеющих штокообразное или концентрически-зональное строение, Тикшеозерский комплекс представляет собой субмеридионально-вытянутое лополитообразное тело, разделенное разломами на три блока: Шапкозерский, Центральный и Тикшеозерский, которые в значительной мере имеют автономное строение, что не позволяет достоверно реконструировать исходное строение массива.

Шапкозерский блок (рис. 1) мощностью до 250 м имеет сложное строение и образован преимущественно ультрамафитами: серпентинизированными дунитами, верлитами, а также клинопироксенитами при подчиненной роли габбро. Вся южная часть Шапкозерского блока образована пологозалегающим телом серпентинизированных дунитов, которые первыми исследователями описывались как оливиниты (см. раздел Петрография), мощностью около 100 м, слагающих здесь нижнюю часть разреза массива. В районе северного берега оз. Шапкозеро, согласно неопубликованным данным Н.Н. Холодилова и др., наблюдается нерегулярное чередование дунитов, верлитов и клинопироксенитов, и уже далее на север развито обширное поле клинопироксенитов, часто оливинсодержащих. В центральной части этого поля в клинопироксенитах появляется интерстициаль-

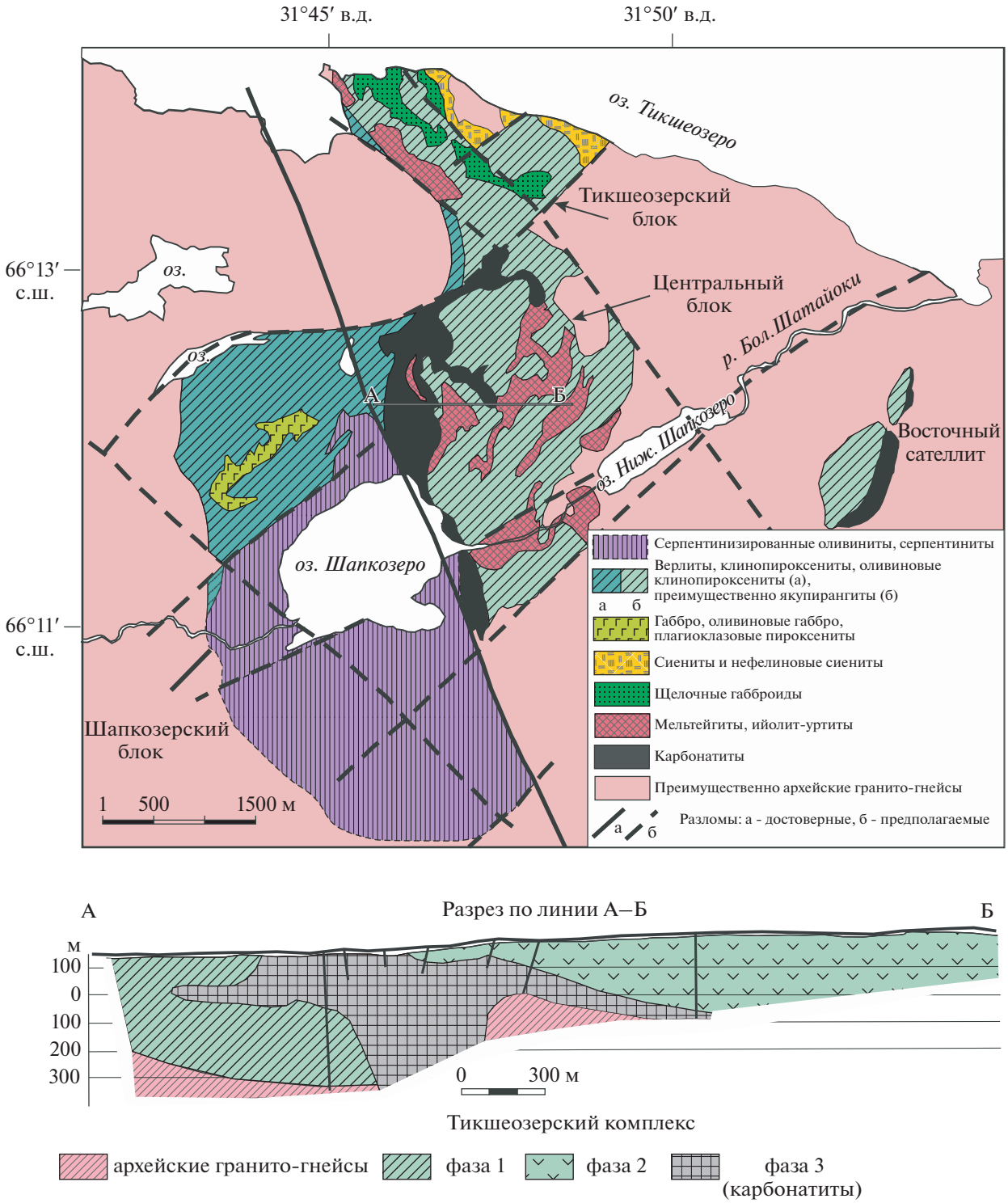


Рис. 1. Схема геологического строения Тикшеозерского комплекса по (Щипцов и др., 2007) с уточнениями и дополнениями.

ный плагиоклаз, и клинопироксениты путем переслаивания сменяются феррогаббро и оливиновыми габбро, слагающими самый верх сохранившегося разреза данного блока. Иными словами, в пределах этого блока наблюдается переход от дунитов через верлиты, оливиновые клинопироксениты и клинопироксениты к оливиновым габбро и феррогаббро, что обычно для расслоенных мафит-

ультрамафитовых интрузивов, сложенных породами нормальной или слабо повышенной щелочности (Уэйджер, Браун, 1970; Шарков, 2006 и др.).

Благодаря тому, что породы Шапкозерского блока характеризуются повышенной магнезиальностью и, соответственно, являются наиболее высокотемпературными, большинство исследователей относит их к первой интрузивной фазе Тикшеозерского комплекса (Щипцов и др., 2007; Иващенко, Голубев, 2011; Кулешевич, 2016 и др.).

Центральный блок, отделенный крупным разломом от расположенного к югу Шапкозерского блока, сильно отличается от него строением и вещественным составом. Большинством исследователей эти образования относятся ко второй интрузивной фазе (Щипцов и др., 2007; Иващенко, Голубев, 2011). Основная часть блока образована щелочными клинопироксенитами (якупирангитами) с небольшим количеством интерстициального нефелина, биотита и керсутита, нередко с повышенным содержанием Fe-Ti оксидов. Судя по данным бурения, в основании разреза Центрального блока на глубинах 80–212 м, под якупирангитами встречены оливиниты (неопубликованные данные Н.Н. Холодилова), которые отличаются от дунитов Шапкозерского блока отсутствием хромита и пониженной магнезиальностью оливина. По-видимому, они являются самыми высокотемпературными кумулатами образований второй фазы, аналогично дунитам первой фазы.

Среди пород Центрального блока важную роль также играют различные фоидолиты: мельтейгиты, ийолиты, уртиты и др., иногда ритмично переслаивающиеся друг с другом; при этом тела фоидолитов нередко связаны постепенными переходами с якупирангитами. Вместе с тем, как отмечалось выше, многочисленные следы интрузивных взаимоотношений между породами свидетельствуют о неспокойной обстановке формирования второй фазы интрузива, о внедрении новых порций расплава в затвердевающую интрузивную камеру. Однако это не меняло общую картину последовательного формирования пород от оливинитов до уртитов. Судя по данным бурения, вертикальная мощность интрузива в пределах блока достигает 500 м, снижаясь на периферии до 50–70 м (Иващенко, Голубев, 2011).

Особенностью Центрального блока является наличие крупного тела карбонатитов (рис. 1), главным образом кальцитовых, секущего все перечисленные выше породы и содержащего как их обломки, так и ксенолиты вмещающих архейских пород. Обломки в таких эруптивных брекчиях не отсортированы; количественное соотношение обломков и цемента существенно варьирует. Контакты с вмещающими силикатными породами как резкие, так и с появлением различных карбонатно-силикатных пород (см. раздел Петрография). Мощность приконтактовых изменений непостоянна, но часто превышает 10 м (Щипцов и др., 2007). Эти карбонатиты относятся к третьей заключительной интрузивной фазе. Кальцитовые карбонатиты с апатитом обычно содержат редкометальную (Zr, Nb, Ta) минерализацию. Доломит-кальцитовые карбонатиты найдены только в Восточном сателлите.

Северный, *Тикшеозерский блок* расположен вдоль берега оз. Тикшеозеро, под акваторию которого уходит его продолжение. Он отделен от Центрального блока зоной кулисообразных разломов северо-восточного простирания. Согласно данным бурения, мощность блока составляет 300–400 м, и, по существу, он представляет собой северную часть Центрального блока. В небольшом количестве вдоль западного контакта блока с вмещающими породами архея наблюдаются оливиновые якупирангиты, а сам блок сложен в основном якупирангитами и их разновидностями, обогащенными Fe-Ti оксидами, а также щелочными габброидами и фоидолитами. Небольшие тела нефелиновых сиенитов интрудируют фоидолиты.

Таким образом, в отличие от большинства ультрамафит-щелочно-карбонатитовых комплексов с концентрически-зональным строением, Тикшеозерский комплекс, скорее, напоминает многофазный расслоенный интрузив, породы которого формировались по крайней мере в три главные интрузивные фазы: (1) ультрамафиты (дуниты, верлиты, клинопироксениты и габбро); (2) преимущественно щелочные породы: якупирангиты и фоидолиты (ийолиты, мельтейгиты, уртиты), щелочные габбро, нефелиновые сиениты и др.; в основании разреза под горизонтом якупирангитов отмечаются оливиниты и верлиты; (3) преимущественно кальцитовые карбонатиты и связанные с ними контактово-метасоматические силикатно-карбонатные породы. Вместе с тем по вещественному составу пород и последовательности событий Тикшеозерский комплекс полностью отвечает представлениям об ультрамафит-щелочно-карбонатитовом комплексе.

Породы первой фазы развиты преимущественно в пределах Шапкозерского блока, отделенного разломом от северо-восточной части комплекса (Центральный и Тикшеозерский блоки), образованной в основном щелочными породами второй фазы и карбонатитами. Прямые геологические данные о взаимоотношениях пород первой и второй интрузивных фаз отсутствуют, но карбонатиты прорывают как те, так и другие образования.

Тикшеозерский комплекс расположен в непосредственной близости к активному в палеопротерозое Беломорскому подвижному поясу (Ранний ..., 2005) с чем, по-видимому, и связано ши-

рокое развитие здесь разломной тектоники. Как было показано на примере соседнего Елетьозерского сиенит-габбрового комплекса, формирование разломов сопровождалось рассланцеванием пород и их метаморфизмом в условиях от амфиболитовой до зеленосланцевой фаций (Шарков и др., 2018). Поскольку целью проводимых нами работ было изучение магматических процессов, мы отбирали минимально измененные магматические породы. Тем не менее и в этих образцах присутствуют следы зеленосланцевого метаморфизма в форме частичной серпентинизации оливина и частичном замещении первично-магматических клинопироксенов и амфиболов ряда паргасит–керсутит вторичным волокнистым актинолитом.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Состав главных породообразующих минералов определялся в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН (г. Москва) на электронно-зондовом анализаторе (EPMA) JEOL JXA-8200, оснащенном пятью волновыми спектрометрами, при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе на цилиндре Фарадея 20 нА и диаметре пучка 1–2 мкм. Время экспозиции на все элементы, измеряемые в оливине, пироксене и плагиоклазе, составляло 10 с на пике и по 5 с на фоне с обеих сторон. Для обеспечения электропроводимости образцы напылялись тонким слоем углерода. Расчет поправок осуществлялся по методу ZAF – коррекции с использованием программного обеспечения фирмы JEOL. В качестве стандартов на основные элементы использовались соединения, близкие по составу к исследуемым фазам.

Содержания петрогенных элементов в породах определялись на спектрометре последовательного действия PW-2400 в ИГЕМ РАН. Подготовка препаратов для анализа выполнена путем сплавления 0.3 г порошка пробы с 3 г тетрабората лития в индукционной печи с последующим отливом гомогенного стеклообразного диска. Потери при прокаливании определялись гравиметрическим методом. Точность анализа составляла 1–5 отн. % для элементов с концентрациями выше 0.5 мас. % и до 12 отн. % для элементов с концентрациями ниже 0.5 мас. %.

Определение малых и рассеянных элементов в породах производилось с помощью масс-спектрометрии с ионизацией вещества в индуктивно-связанной плазме (ICP-MS) в ИПТМ РАН (Черноголовка), ИГЕМ РАН и ИГ КарНЦ РАН (Петрозаводск). Анализы одних и тех же образцов, выполненные в этих лабораториях, показали хорошую сходимость результатов.

В ИПТМ для определения использовался квадрупольный масс-спектрометр X-7 (Thermo Scientific, США). Разложение производилось автоклавным методом с добавлением трасеров, содержащих 8 мг/л ^{146}Nd, 5 мг/л ^{161}Dy и 3 мг/л ^{174}Yb, по методике, описанной Карандашевым и др. (2016). Разложение образцов пород проводили путем кислотного вскрытия преимущественно в открытой системе. Пороги обнаружения для РЗЭ, Hf, Ta, Th, U составляли 0.02–0.03 г/т, для Nb, Be, Co – 0.03–0.05 г/т, для Li, Ni, Y – 0.1 г/т, для Zr – 0.2 г/т, для Rb, Sr, Ba – 0.3 г/т, для Cu, Zn, V, Cr – 1–2 г/т. Правильность анализа контролировалась путем измерения международных и российских стандартных образцов GSP-2, BM, СГД-1А и СТ-1. Погрешности определения концентраций составляли от 3 до 5 отн. % для большинства элементов.

В ИГ КарНЦ РАН концентрации редких и редкоземельных элементов определялись методом ICP-MS на приборе Thermo Scientific XSeries 2 по стандартной методике (Светов и др., 2015). Разложение образцов проводилось путем кислотного вскрытия в открытой системе. Правильность анализа контролировалась путем измерения стандартных образцов BHVO-2 и СГД-2А. Относительное стандартное отклонение для большинства элементов не превышало 5%, для V, Ba, Th составляло от 5 до 7%, для Sc и Ce – 9%.

В ИГЕМ РАН определение элементов методом индуктивно-связанной плазмы с масс-спектрометрическим окончанием анализа (ICP-MS) проводилось на XII ICP-MS Thermo Scientific масс спектрометре. Разложение образцов пород проводили путем кислотного вскрытия в микроволновой печи. Детали методики изложены в работе (Бычкова и др., 2016).

В тексте, рисунках и таблицах аббревиатура минералов приводится по (Whitney, Evans, 2010).

ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ ГЛАВНЫХ РАЗНОВИДНОСТЕЙ ПОРОД

Петрографические особенности пород

Характерной особенностью большинства пород Тикшеозерского комплекса является их неравномернозернистое, преимущественно мелко-среднезернистое строение, часто с неравномерным распределением минералов в пределах образца. Тем не менее, как будет показано ниже, во многих случаях строение этих пород, особенно ультрамафитов, определяется зернами двух групп: (1) субидиоморфных индивидуальных кристаллов и (2) расположенных в интерстициях между ними ксеноморфных выделений. Это очень напоминает строение обычных кумулатов расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузивов с их кумулятивными и интеркумулятивными фазами (Уэйджер, Браун, 1970). Более того, в силикатных породах Тикшеозерского комплекса нередко наблюдаются пойкилитовые структуры, где корроди-

рованные зерна минералов первой группы (кумулуса) содержатся в качестве хадакристов в ойкокристах минералов второй группы (интеркумулуса), что очень характерно для кумулатов. И хотя индивидуальные зерна минералов во многих породах, особенно щелочных, не имеют четких кристаллографических очертаний, а интерстициальный материал нередко представлен агрегатом зерен, строение пород в целом напоминает кумулат, тем более при наличии расслоенных текстур. В тех же случаях, когда использование кумулятивной терминологии затруднено, мы пользовались формальной петрографической классификацией, основанной на минеральном составе пород. На наш взгляд, все эти данные, наряду с наличием первичной магматической расслоенности, свидетельствуют о том, что становление пород Тикшеозерского ультрамафит-щелочно-карбонатитового комплекса подчинялось тем же законам теории затвердевания, что и в расслоенных интрузивах иного состава (Шарков, 2006).

Основные сведения о петрографии типичных разновидностей пород всех фаз Тикшеозерского комплекса приведены в Supplementary[2], ESM_1.xlsx, а представительные составы их минералов – в табл. 1 и ESM_2.xlsx, см. Supplementary. Здесь мы ограничимся только общей характеристикой петрографических особенностей изученных пород.

Особенно отметим ***дуниты***. Как было отмечено выше, образцов дунитов Тикшеозерского комплекса не сохранилось, они были установлены только в керне скважин, ныне утраченном. Вместе с тем, судя по буровым и геофизическим данным, на их долю приходится около 33% площади комплекса (Иващенко, Голубев, 2011). Согласно отчетам Н.Н. Холодилова, В.Н. Карпатенкова А.Н. Кравченко, С.Ф. Клюнина и др. (неопубликованные данные), дуниты представляют собой практически мономинеральные, часто серпентинизированные породы, оливины – высокомагнезиальные (Fo_{88-90}) с NiO до 0.3 мас. %. Хромшпинелид с содержанием Cr_2O_3 около 40 мас. % присутствует в виде мелких равномерно распределенных кристаллов и редко их скоплений (Кирнарский и др., 1990). Скорее всего, дуниты представляли собой *Ol* + *Chr* кумулаты, наиболее высокотемпературные фракционаты первой интрузивной фазы.

[2] Результаты исследований приведены в Supplementary materials к русской и английской онлайн-версиям статьи на сайтах https://elibrary.ru/ и http://link.springer.com/ соответственно:
ESM_1. xlsx – Характеристика пород (фазы 1–3) Тикшеозерского комплекса;
ESM_2. xlsx – Составы минералов в породах Тикшеозерского комплекса;
ESM_3. xlsx – Моделирование процесса фракционной кристаллизации методом наименьших квадратов.

Породы первой фазы

Верлиты (*Ol* + *Cpx* ± Ti-*Mag* кумулаты), образованные оливином Fo_{78-79} (см. Supplementary, ESM_1.xlsx) и клинопироксеном (диопсидом $Wo_{46-48}En_{44-46}Fs_{7-8}$, табл. 1), наблюдаются преимущественно в пределах Шапкозерского блока. Обычно они образуют прослои или линзообразные тела, переслаиваясь с оливиновыми клинопироксенитами.

Верлиты представляют собой темную массивную породу, в которой оливин (40–65 об. % породы) и клинопироксен (30–55 об. %) образуют самостоятельные зерна. Присутствуют мелкие субидиоморфные зерна Fe-Ti оксидов (сростки *Mag* и *Ilm,* вероятно, первично Ti-*Mag*) с повышенным содержанием хрома (Supplementary, ESM_2.xlsx), также являющиеся кумулятивными фазами. Однако Ti-*Mag* может присутствовать и в виде интеркумулусной фазы (рис. 2), иногда совместно с сульфидами (пентландитом).

Клинопироксениты и оливиновые клинопироксениты обычно наблюдаются в виде своеобразных неравномернозернистых (от мелко-среднезернистых до, реже, крупнозернистых) кумулатов (рис. 2б). Клинопироксен (до 95 об. % породы) представлен диопсид-авгитом $Wo_{43-47}En_{44-49}Fs_{7-10}$. В оливинсодержащих разновидностях клинопироксенитов оливин (Fo_{76-81}, см. Supplementary, ESM_2.xlsx) образует редкие ксеноморфные выделения. Fe-Ti оксиды (сростки ильменита и магнетита) встречаются как в виде мелких включений в клинопироксене, так и в качестве интерстициальных фаз, наряду с сульфидами (главным образом, пирит). В оруденелых разновидностях (рис. 2в) Fe-Ti оксиды развиты преимущественно в форме интерстициального материала, составляющего от 15 до 60 об. %.

В интерстициальном материале, наряду с Fe-Ti оксидами, иногда наблюдается плагиоклаз (An_{60-63}, см. Supplementary, ESM_2.xlsx), в отдельных случаях в форме мелкозернистого агрегата (рис. 2г, 2д) в количестве до 20 об. %, что позволяет сопоставлять эти породы по геохимическим характеристикам с оливиновыми габбро (см. раздел Геохимия). На границе зерен плагиоклаза с оливином и Fe-Ti оксидами наблюдаются коронарные структуры (рис. 2д, 2е, 2ж), близкие к описанным в феррогаббро Елетьозерского комплекса (Шарков, Чистяков, 2017).

Габбро встречены в юго-западной части Шапкозерского блока, где они переслаиваются с плагиоклазсодержащими клинопироксенитами и, по-видимому, слагают верхнюю часть сохранившегося разреза этого блока. Они представляют собой мелко-среднезернистые породы – кумулаты, сложенные диопсидом $Wo_{47}En_{41}Fs_{12}$ (около 60 об. %, табл. 1), плагиоклазом An_{51-54} (около 30 об. % по-

Таблица 1. Представительные составы пироксенов из пород Тикшеозерского комплекса (мас. %)

Компоненты	T2*	T4	T18	25-12	T22	T37	838	T23	26-26	T32a	T15	834
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO_2	51.36	50.62	52.51	46.47	51.11	53.42	50.06	51.35	50.05	47.85	46.05	47.80
TiO_2	0.86	1.05	0.65	2.56	1.04	0.06	0.90	1.04	1.32	1.88	2.12	1.91
Al_2O_3	3.53	3.91	2.58	8.45	3.42	0.68	5.43	3.04	4.91	7.25	8.10	6.91
Cr_2O_3	0.48	0.28	0.65	0.11	0.00	0.00	0.10	0.30	0.00	0.03	0.02	0.01
FeO*	4.94	5.95	4.19	5.16	7.44	9.05	5.58	7.06	9.28	8.56	8.77	8.30
MnO	0.09	0.12	0.09	0.04	0.22	0.30	0.11	0.23	0.28	0.25	0.22	0.17
MgO	15.42	14.93	16.39	12.26	14.28	13.11	14.36	14.29	11.13	10.34	10.81	10.87
CaO	22.28	21.92	22.68	24.23	22.11	22.87	22.87	22.61	22.69	22.98	23.01	23.36
Na_2O	0.32	0.46	0.34	0.39	0.45	0.24	0.39	0.41	0.71	0.85	0.73	0.72
NiO	0.03	0.07	0.02	0.03	0.01	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.04
Сумма	99.31	99.31	100.09	99.70	100.08	99.74	99.80	100.34	100.37	99.99	99.83	100.10
Wo	46.8	46.2	46.5	53.4	47.4	47.2	48.4	46.9	49.7	51.9	51.1	51.8
En	45.0	43.8	46.7	37.6	42.6	37.7	42.3	41.3	33.9	32.5	33.4	33.5
Fs	8.2	10.0	6.8	9.0	10.0	15.1	9.4	11.8	16.4	15.6	15.6	14.7
Компоненты	T32	27-1	32-1	32-2	T53	T56	26-1-8	839	839	20-5	20-5	
	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	
SiO_2	49.39	50.13	44.52	45.73	46.75	48.98	47.26	53.71	53.58	54.58	53.41	
TiO_2	1.55	1.05	2.64	2.59	1.93	1.93	2.20	0.75	0.43	0.54	0.75	
Al_2O_3	5.60	2.82	9.85	7.07	5.60	5.01	6.29	1.86	1.77	5.79	7.05	
Cr_2O_3	0.03	0.00	0.00	0.04	0.02	0.02	0.01	0.03	0.00	0.07	0.05	
FeO*	8.33	14.00	9.36	7.76	13.28	6.57	7.34	23.95	22.88	22.94	21.74	
MnO	0.25	0.37	0.12	0.14	0.37	0.10	0.18	0.00	0.02	0.00	0.01	
MgO	10.91	8.48	11.33	11.35	8.30	12.09	11.58	2.51	3.21	0.52	0.50	
CaO	23.46	21.94	20.90	23.81	22.84	24.18	24.33	3.97	5.04	0.91	0.62	
Na_2O	0.79	1.24	1.34	0.56	0.70	0.45	0.34	12.61	12.07	14.71	14.64	
NiO	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	
Сумма	100.29	100.06	100.06	99.05	99.77	99.35	99.54	99.39	99.02	100.07	98.79	
Wo	51.7	48.8	47.4	56.2	50.7	52.3	52.5					
En	33.5	26.2	35.8	37.3	25.6	36.4	34.8					
Fs	14.8	25.0	16.8	6.6	23.7	11.3	12.7					

Примечание. 1–19 – клинопироксены ряда диопсид–авгит, 20–23 – эгирины. Породы: первая фаза 1–8: 1 – верлит, 2–4 – оливиновый клинопироксенит и клинопироксенит, 5 – оливин-плагиоклазовый клинопироксенит, 6–8 – габбро; вторая фаза 9–19: 9, 10 – щелочное габбро, 11, 12 – якупирангит, 13–16 – ряд мельтейгит–ийолит, 17–18 – уртит, 19 – тавит. 20–23 – карбонат-силикатные породы. FeO* – суммарное содержание железа в виде FeO.
* Номер образца.

роды) и Fe-Ti оксидами (до 10 об. %); отмечаются единичные зерна оливина (Fo_{60}) и акцессорные биотит и F-апатит (см. Supplementary, ESM_2.xlsx).

Породы второй фазы

Образования второй фазы Тикшеозерского комплекса представлены в основном разнообразными ультраосновными щелочными породами от якупирангитов до фоидолитов ряда мельтейгит–ийолит–уртит и их сильно измененными разновидностями, а также щелочными габбро и нефелиновыми сиенитами. Особенностью всех этих пород является отсутствие эгирина и развитие фассаита.

Самым высокотемпературным кумулатом здесь, по-видимому, являются оливиниты (*Ol* ±

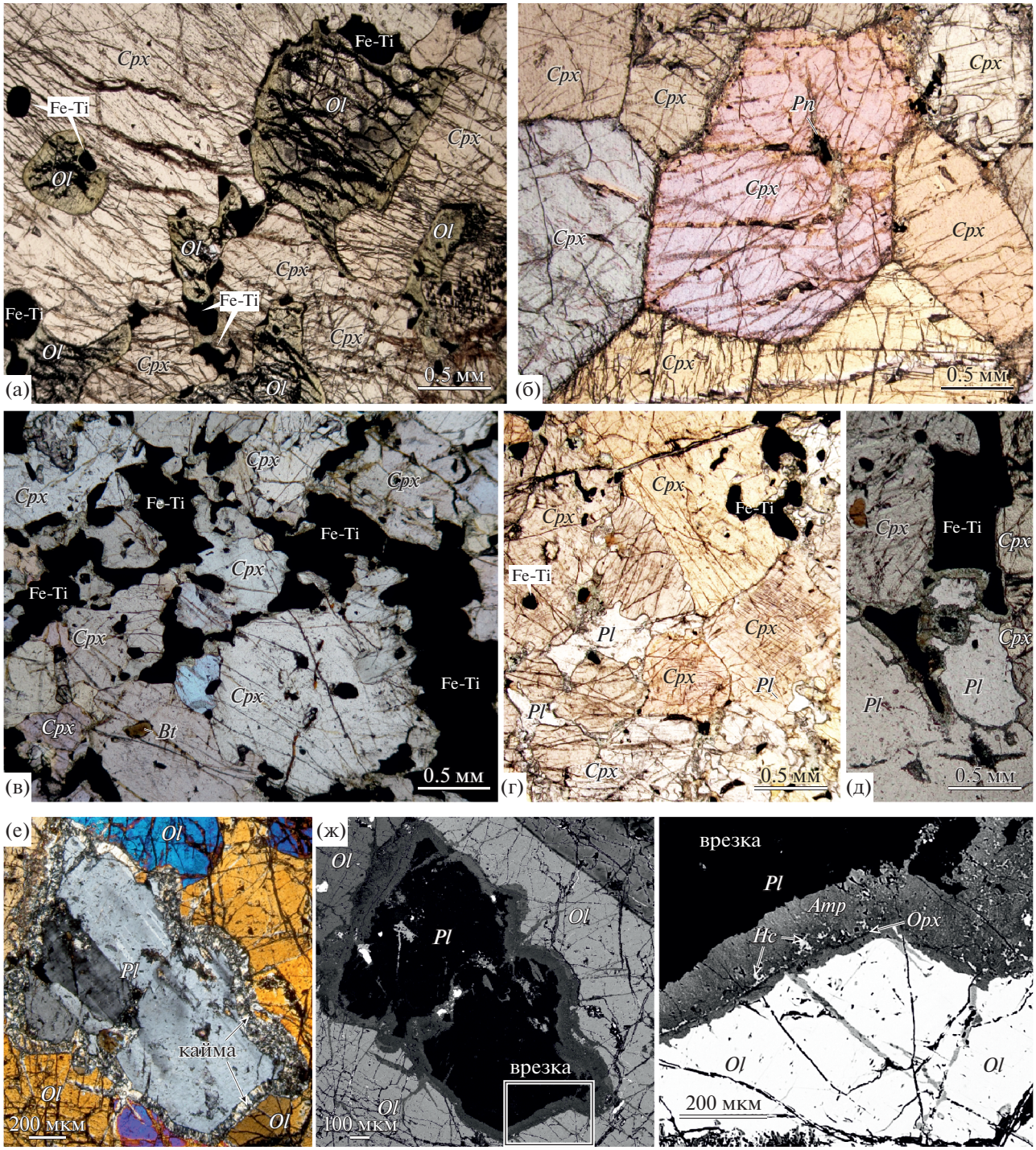


Рис. 2. Микрофото структур ультраосновных пород.
Вторая фаза: (а) – пойкилитовый верлит, обр. 25-12, без анализатора. Первая фаза: (б) – клинопироксенит, обр. T18, без анализатора; (в) – рудный клинопироксенит, обр. 41-1-1, без анализатора; (г, д, е, ж) – оливин-плагиоклазовый клинопироксенит: (г) – общий вид, без анализатора, (д) – амфиболовые каймы на контактах Fe-Ti оксидов с плагиоклазом; (е, ж) – структурные соотношения оливина с плагиоклазом (е – николи скрещены; ж – в отраженных электронах); на врезке – фрагмент (ж) детально: контакт оливин-плагиоклаз (в отраженных электронах). Принятые на рис. 2, 3 и 7 сокращения минералов: *Ol* – оливин, *Cpx* – клинопироксен, *Opx* – ортопироксен, *Pl* – плагиоклаз, *Amp* – амфибол, *Krs* – керсутит, *Ne* – нефелин, *Mag* – магнетит, *Ilm* – ильменит, Fe-Ti – сростки магнетита и ильменита, *Sdl* – содалит, *Cal* –кальцит, *Bt* – биотит, *Ap* – апатит, *Ttn* – титанит.

± *Cpx* ± Ti-*Mag* кумулаты), описанные предыдущими исследователями (см. выше). В нашей коллекции кумулаты представлены ***пойкилитовым верлитом*** (рис. 2а). Эта порода характеризуется появлением крупных ойкокристаллов клинопироксена, где в качестве хадакристаллов содержатся корродированные зерна кумулятивного оливина (рис. 3а). Порода характеризуется повышенными содержаниями несовместимых элементов, что типично для пород второй фазы.

Нефелинсодержащие клинопироксениты (якупирангиты) макроскопически практически не отличаются от клинопироксенитов первой фазы. Они обычно имеют неравномернозернистую текстуру и образованы преимущественно (до 70 об. %) зернами интенсивно плеохроирующего в розовых тонах фассаита (титанистого диопсида $Wo_{50-54}En_{33-35}Fs_{13-16}$), содержащего до 3 мас. % TiO_2 и 0.67–1.85 мас. % Na_2O. Fe-Ti оксиды (от 1–2 до 10 об. %), в форме распавшихся на *Mag* и *Ilm* субидиоморфных кристаллов Ti-*Mag,* равномерно рассеянны по породе, образуя в том числе и включения в *Cpx* (рис. 3а), т.е., как и *Cpx*, представляют собой минералы кумулуса, а сами якупирангиты – *Cpx* + Ti-*Mag* кумулаты. Остальные минералы присутствуют в виде ксеноморфных интерстициальных фаз. Это преимущественно нефелин (от 1–2 до 10 об. %) и керсутит, иногда образующий крупные ойкокристаллы с хадакристаллами кумулятивных зерен *Cpx* и Fe-Ti оксидов; отмечаются единичные выделения оливина (Fo_{55}) и флогопита, а также F-апатита.

Фоидолиты Тикшеозерского комплекса образуют ряд пород, нередко переслаивающихся друг с другом, а также с якупирангитами, хотя, как уже отмечалось, иногда имеют сложные интрузивные соотношения друг с другом. Согласно существующим классификациям (Петрографический ..., 2009), среди фоидолитов выделяются *мельтейгиты* с содержаниями нефелина 30–40 об. %, *ийолиты* – 40–60 об. % и *уртиты* – более 60 об. %.

Главные минералы фоидолитов представлены нефелином и плеохроирующим в розовых тонах титанистым диопсидом – фассаитом (табл. 1), которые являются кумулятивными фазами (рис. 3). При этом состав клинопироксена изменяется от $Wo_{47-56}En_{32-37}Fs_{9-17}$ – в мельтейгитах-ийолитах до $Wo_{50-53}En_{26-34}Fs_{13-23}$ – в уртитах. Иногда в небольшом количестве присутствует кумулятивный оливин $Fo_{58.0}$ (см. Supplementary, ESM_2.xlsx).

В качестве интерстициальных фаз обычно наблюдаются зелено-коричневатые амфиболы паргасит–керсутитового ряда, которые, как и в якупирангитах, иногда образуют крупные ойкокристаллы с хадакристаллами кумулятивных *Cpx* и *Ne*, а также биотит и Fe-Ti оксиды. Обычными акцессорными минералами являются F-апатит и реже титанит и перовскит. Часто отмечается присутствие тонкой сульфидной вкрапленности и карбонатного материала, развитого в форме мелких зерен и тонких прожилков. По нефелину нередко развивается вторичный содалит.

Фоидолиты нередко подвергаются вторичным изменениям и почти нацело преобразуются. Среди таких измененных пород наиболее распространены ***тавиты*** (вероятно, бывшие мельтейгиты), состоящие из мелкозернистого агрегата паргасита и титан-авгита ($Wo_{52}En_{35}Fs_{13}$) и скоплений зерен содалита различной формы и размеров (рис. 3в). В акцессорных количествах присутствуют титанит и шорломит; в виде мелких зерен по всей породе развит кальцит. Другой разновидностью “вторичных” пород являются ***канкринит-нефелин-флогопитовые породы*** (см. Supplementary, ESM_2.xlsx).

Нефелиновые сиениты на 30–40% состоят из выделений клинопироксена ($Wo_{49}En_{26-29}Fs_{22-25}$) в лейкократовом материале, образованном нефелином (до 20%), альбитом (Ab_{99}), калиевым полевым шпатом (Or_{89}) и содалитом. В акцессорных количествах присутствуют Fe-Ti оксиды, *Ap* и титанит. Местами присутствует карбонат, при этом пироксены замещаются *Amp* и *Phl*.

Одной из разновидностей щелочных пород являются ***щелочные габбро***, (рис. 3г). Щелочные габбро образованы преимущественно диопсидом ($Wo_{50-52}En_{31-35}Fs_{13-17}$) и плагиоклазом (обычно An_{46-56}, в отдельных случаях до An_{77}), слагая примерно в равных количествах до 70 об. % породы; не менее ее 10 об. % составляет нефелин. Fe-Ti оксиды образуют сростки с биотитом (Mg# 0.38–0.44), совместно составляя около 20 об. % породы. Акцессорный F-*Ap* наблюдается часто в виде мелких включений в биотите.

Породы третьей фазы

Карбонатиты и карбонатно-силикатные породы связаны с заключительным этапом формирования Тикшеозерского массива – внедрением крупного тела карбонатитов Центрального блока (рис. 1).

Сами карбонатиты представляют собой породу, состоящую в основном из зерен кальцита и F-апатита (до 15–20 об. %), которая, судя по структуре, часто напоминает апатит-кальцитовый кумулат (рис. 3е). В количестве первых процентов здесь присутствуют флогопит и титаномагнетит, образующий как мелкие включения в кальците, так и более крупные выделения сложной формы. Обычно такие выделения ассоциируют с небольшими скоплениями мелких кристаллов рихтерита или катофорита, F-апатита и флогопита (магнезиальность около 0.8), по периферии которых развивается близкий к доломиту карбонат (Fe доломит, MgO около 18 мас. %, FeO около 5 мас. %). В акцессорных количествах отмечаются зерна мона-

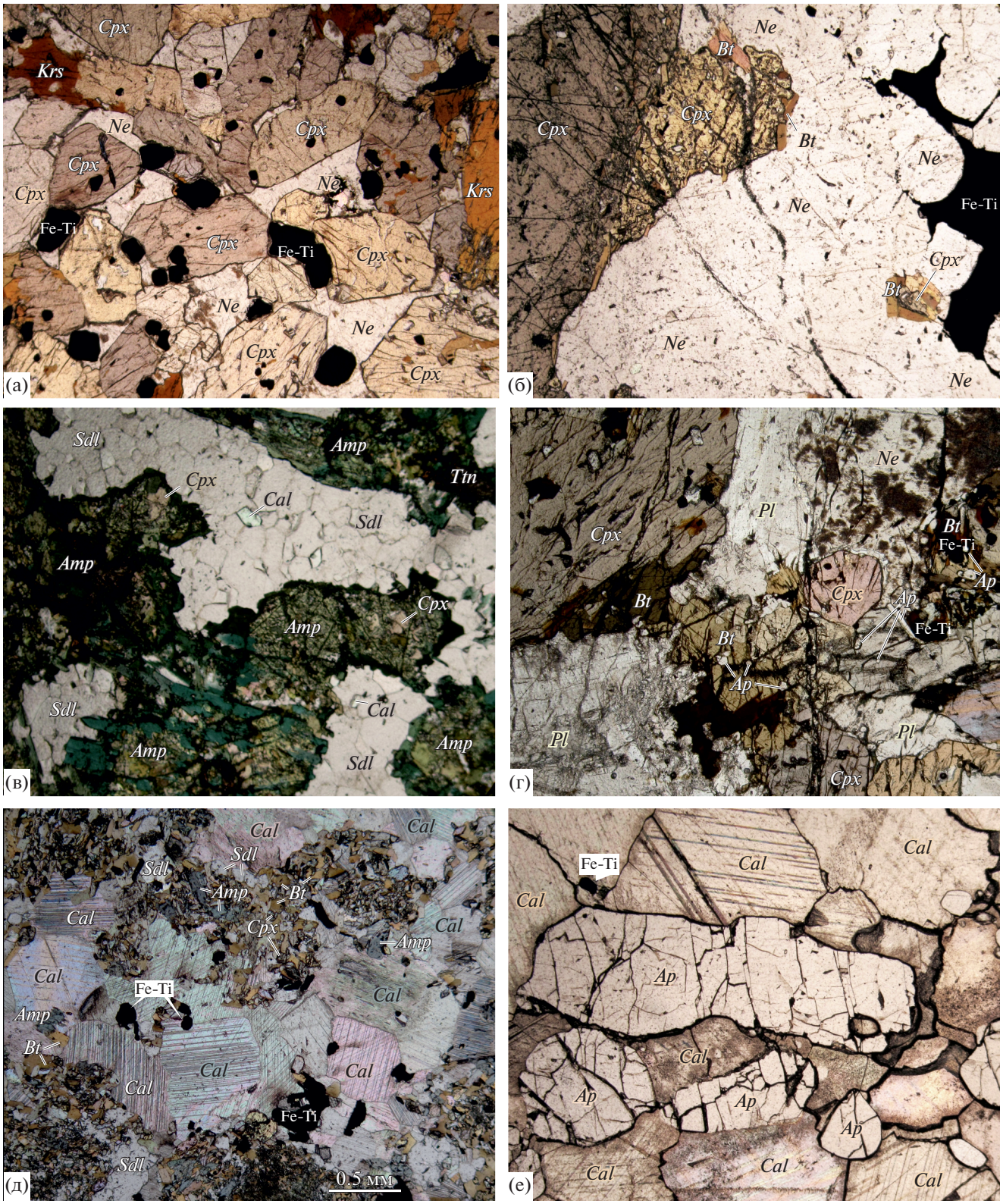


Рис. 3. Микрофото структур некоторых щелочных пород и карбонатитов (без анализатора).
(а) – якупирангит, обр. T15; (б) – мельтейгит, обр. 32-2; (в) – тавит, обр. 26-1-8; (г) – тералит, обр. 26-26; (д) – карбонат-силикатная порода, обр. 37-9; (е) – карбонатит, обр 154/142. На рис. (д) приведена масштабная линейка для всего рисунка.

цита, циркона и сульфидов, преимущественно пирита.

В зоне экзоконтакта тел карбонатитов с вмещающими силикатными породами развиты разнообразные метасоматиты: амфибол-карбонатные, амфибол-флогопит-карбонатные (рис. 3д), а также содалит-щелочно-амфиболовые, с нефелином, эгирином, канкринитом, шорломитом и титанитом и др. Породы имеют пятнистый или полосчатый облик, определяемый наличием в кальците мелкозернистых скоплений темноцветных минералов и лейкократовых обособлений содалита и канкринита, иногда альбита и калиевого полевого шпата.

Пятна силикатных пород по своей мелкозернистой структуре и минеральному составу часто напоминают фениты – экзоконтактовые щелочные метасоматиты, возникающие на границе щелочных интрузивов с вмещающими породами, в частности с гранито-гнейсами. Возможно, что в данном случае здесь могли быть и ксенолиты вмещающих гнейсов, захваченные карбонатитовой магмой в процессе ее внедрения.

Особенности состава главных минералов пород Тикшеозерского комплекса

Оливин. Магнезиальность оливина снижается от хризолита Fo_{79-80} в верлитах к Fo_{64-67} в *Ol-Pl* клинопироксенитах (оливиновое габбро), Fo_{60} – в оливиновом габбро и до гиалосидерита Fo_{58} в мельтейгите. Такая магнезиальность предполагает, что данные породы не являются прямыми мантийными производными, а подверглись фракционированию. Содержания NiO в оливинах снижается от 0.19 мас. % в верлитах до 0.03 мас. % в *Pl-Ol* клинопироксенитах и 0.06 мас. % в ийолитах. Оливины из ультрамафитов практически не содержат кальция, тогда как в щелочных породах оливин содержит 0.06–0.08 мас. % CaO. Все оливины низкотитанистые (0.01–0.02 мас. % TiO_2), содержание MnO в них возрастает от 0.3 мас. % в верлитах до 2.64 мас. % – в ийолитах.

Клинопироксен является одним из главных минералов в породах Тикшеозерского комплекса, присутствуя во всех разновидностях. Зональность в минерале не установлена. Согласно IMA классификации, клинопироксены соответствуют в основном диопсидам, за исключением карбонатно-силикатных пород, где встречен эгирин (рис. 4). На диаграмме *Di–Aeg–Hd* составы клинопироксенов образуют серию трендов с уменьшением магнезиальности и увеличением акмитового минала, идущих от клинопироксенитов нормальной серии (первой фазы) через якупирангиты, фоидолиты и щелочные габбро к нефелиновым сиенитам (Mg# от 88 в клинопироксенитах до 72–77% в якупирангитах, до 54% в нефелиновых сиенитах, содержание акмитового минала от 2.56% в клинопироксенитах до 8.82% в нефелиновых сиенитах). Клинопироксен в карбонатите близок к клинопироксенам в породах щелочной ультраосновной серии.

В ряду пород первой фазы состав клинопироксена (диопсида) изменяется от $Wo_{43-47}En_{44-48}Fs_{4-10}$ в верлитах и клинопироксенитах до $Wo_{47}En_{41}Fs_{12}$ – в габбро (рис. 5). В породах щелочного ряда (вторая фаза) *Cpx* характеризуется повышенными содержаниями TiO_2 и Al_2O_3 с увеличением железистости до 11–15% *Fs* в якупирангитах и до 23% *Fs* – в уртитах. В щелочных габбро *Cpx* имеет состав $Wo_{50-52}En_{31-35}Fs_{13-16}$, а в нефелиновых сиенитах – $Wo_{48-49}En_{28-30}Fs_{20-25}$.

Клинопироксены из пород нормальной и щелочной серий образуют сходные тренды на *Di–Aeg–Hd* диаграмме (рис. 4), эволюционируя к более железистому составу. При этом видно, что тренд пород нормальной серии смещен относительно остальных пород к нижней части диаграммы. Тренды эволюции пироксенов Тикшеозерского комплекса (рис. 4) близки к таковым в комплексах Якупиранга и Банхадао в Бразилии (Ruberti et al., 2012; Chmyz et al., 2017).

Почти во всех изученных породах присутствуют ***амфиболы*** ряда паргасит–эденит (рис. 6). В якупирангитах *Amp* представлен керсутитом (TiO_2 – до 5.47 мас. %, см. Supplementary, ESM_1.xlsx). Щелочные амфиболы из группы катафорита наблюдались только в карбонат-силикатных породах и рихтерита – в карбонатитах.

Слюды в породах щелочного ряда представлены, главным образом, Mg-биотитом и только в карбонатитах – флогопитом. В отличие от высокобариевых слюд (до 12–14 мас. % BaO) Елетьозерского массива (Шарков и др., 2018), биотиты Тикшеозерского комплекса содержат менее 1 мас. % BaO.

Основность ***плагиоклаза*** снижается от An_{60-63} в *Ol-Pl* клинопироксенитах (оливиновое габбро) до An_{51-54} – в феррогаббро. Максимально основной плагиоклаз отмечается в щелочных габбро, где он представлен битовнитом An_{75-77}, а нефелин имеет Na/K – 5.7–6.2. В породах щелочного ряда состав ***нефелина*** в целом изменяется в сторону снижения Na/K от 6.7 в якупирангитах до 5.0 – в уртитах.

Fe-Ti оксиды. Как было показано выше, Fe-Ti оксиды встречаются в породах Тикшеозерского комплекса как в виде кумулятивных, так и интеркумулусных фаз. Кумулятивные оксиды характерны, главным образом, для высокотемпературных разновидностей пород (верлиты, клинопироксениты, якупирангиты), тогда как интерстициальные – для более низкотемпературных (габбро, фоидолитов и карбонатитов). Как видно на рис. 7, субидиоморфные (кумулятивные) кристаллы Fe-Ti оксидов часто состоят из двух фаз: (1) преобладающих

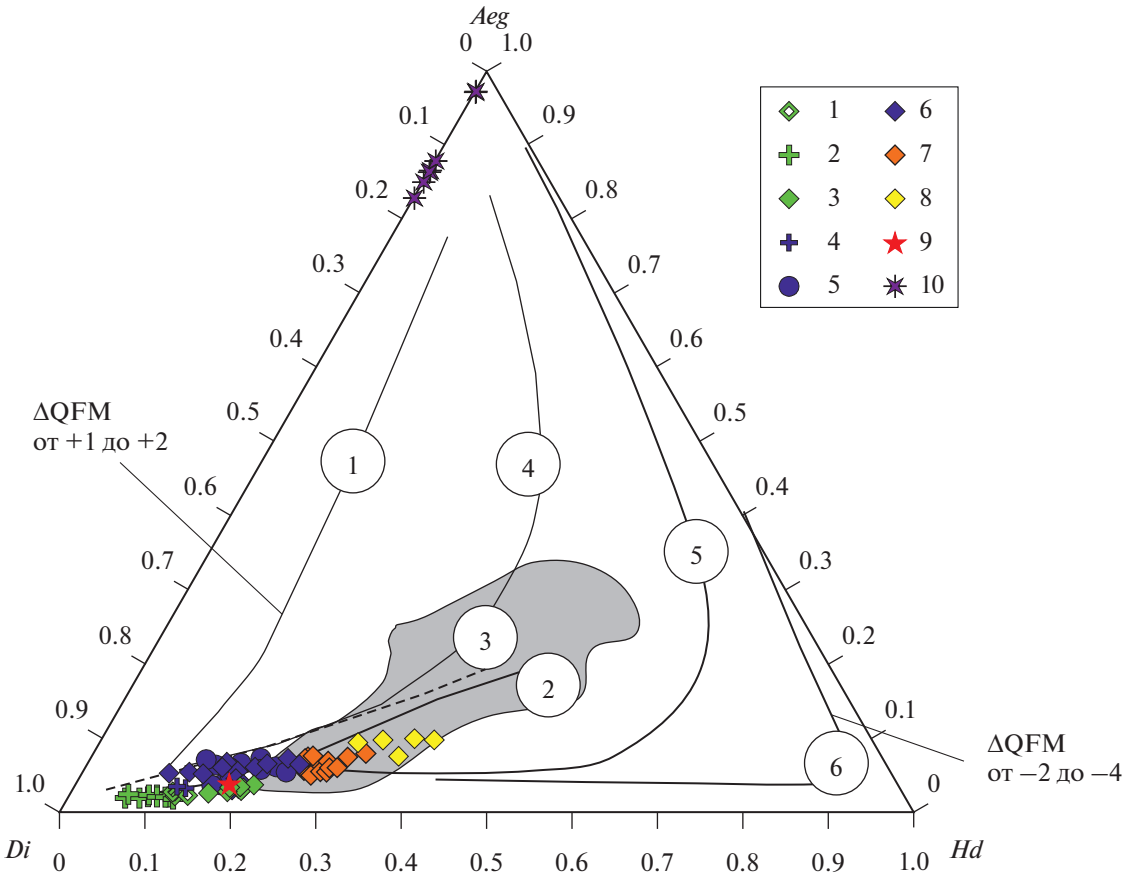


Рис. 4. Составы клинопироксенов из пород Тикшеозерского комплекса на диаграмме *Di–Aeg–Hd*.
Породы: первая фаза: 1 – верлиты, 2 – клинопироксениты, 3 – габбро; вторая фаза: 4 – щелочные клинопироксениты, 5 – якупирангиты, 6 – ряд мельтейгит–ийолит–уртиты, 7 – щелочные габбро, 8 – нефелиновые сиениты; третья фаза: 9 – карбонатиты и 10 – карбонат-силикатные породы.
Для сравнения показаны тренды изменения составов пироксенов по (Marks, Markl, 2001; Mann et al., 2006; Ruberti et al., 2012; Chmyz et al., 2017; Носова и др., 2019) (1) Катценбукель, ЮЗ Германия; (2) Якупиранга, Бразилия; (3) Банхадао, Бразилия; (4) Уганда; (5) Южный Корок, Южная Гренландия; (6) Илимауссак, Южная Гренландия. Серое поле – составы пироксенов из сиенит-порфиров массива Артюшки, Пачелмский авлакоген, Россия.

по объему зерен претерпевшего распад Ti-*Mag*, представленного сейчас *Mag* с пластинчатыми и более сложной формы выделениями *Ilm*, вероятно, заместившего первичные ульвошпинели при “окислительном распаде” твердого раствора (Патнис, Мак-Коннелл, 1983); (2) самостоятельными зернами *Ilm* в краевых частях контуров первичных зерен Ti-*Mag*. Близкая ситуация отмечается и в интерстициальных выделениях Fe-Ti оксидов в фоидолитах и карбонатитах.

Хром в Fe-Ti оксидах концентрируется главным образом в магнетите. Содержание Cr_2O_3 закономерно снижается от 9.04 мас. % в магнетитах из верлитов, до первых процентов – из клинопироксенитов, габбро и некоторых якупирангитов, и десятых–сотых долей процента – из большинства якупирангитов, а также из фоидолитов и карбонатитов (рис. 8, см. Supplementary, ESM_2.xlsx). Содержание хрома в ильменитах невелико, составляет сотые доли процента и только в ильменитах из верлитов достигает 0.3 мас. % Cr_2O_3. Это хорошо согласуется с данными (Wang, Zhou, 2013) о зависимости содержаний хрома в Fe-Ti оксидах от степени эволюции расплава.

В щелочных породах наблюдаются акцессорные ***F-апатит, титанит*** и редко – ***перовскит***. В карбонатитах количество F-апатита может достигать 15–20 об. %, встречены единичные зерна монацита и циркона.

Карбонаты ряда кальцит–доломит в форме единичных зерен и прожилков отмечаются главным образом в породах второй фазы Тикшеозерского комплекса и образуют собственно карбонатиты третьей фазы. В фоидолитах карбонаты представлены кальцитом, тогда как в карбонатитах, наравне с кальцитом, присутствуют карбонаты, содержащие около 17 мас. % MgO и 5 мас. % FeO (см. Supplementary, ESM_2.xlsx). Последние

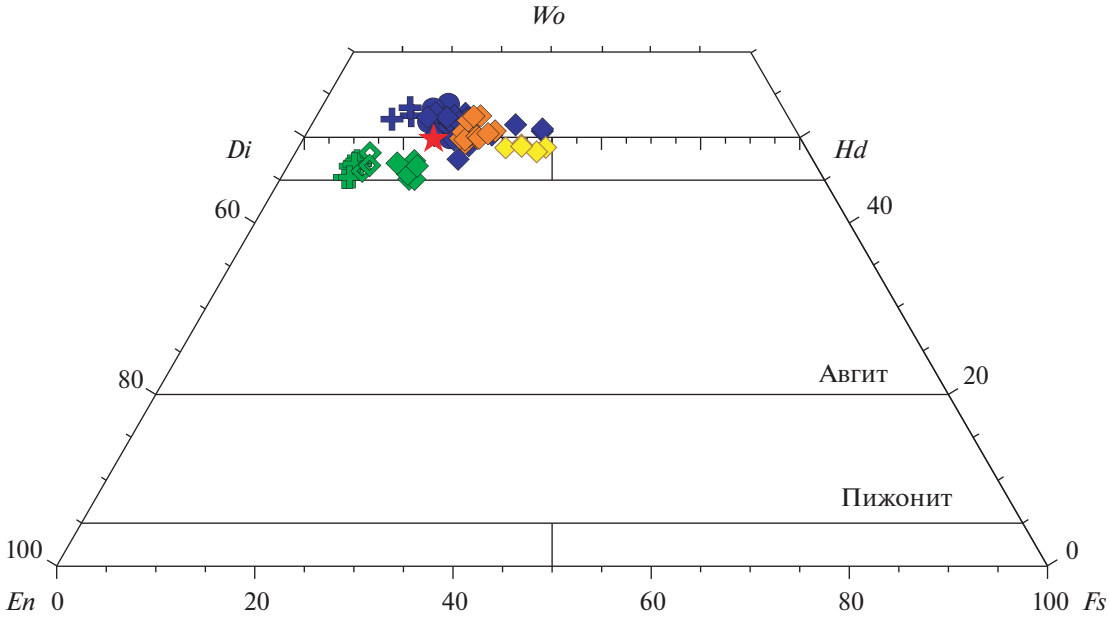


Рис. 5. Составы пироксенов на диаграмме *En–Wo–Fs* из пород Тикшеозерского массива. Условные обозначения см. на рис. 4.

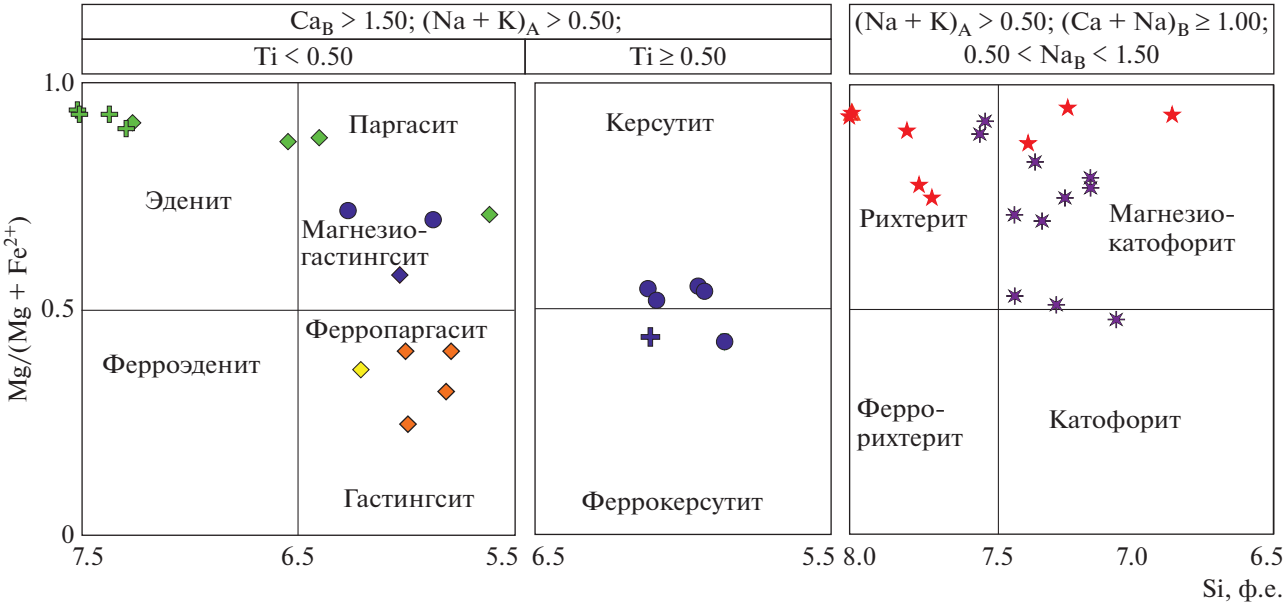


Рис. 6. Составы амфиболов из пород Тикшеозерского комплекса. Условные обозначения см. на рис. 4.

обычно развиты ограниченно и пространственно связаны с участками развития флогопита и амфибола.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД ТИКШЕОЗЕРСКОГО КОМПЛЕКСА

Состав пород

На основании петрографических и петрохимических данных, породы комплекса подразделяются на следующие группы: (1) ультрамафические (дуниты, верлиты, клинопироксениты) и мафические (габбро) породы нормальной серии; (2) породы щелочной серии, сильно недосыщенной кремнеземом, представленные в основном щелочными клинопироксенитами (якупирангитами) и серией мельтейгит-ийолит-уртит; (3) щелочные габбро, соответствующие эссекситам и тералитам; (4) нефелиновые сиениты; (5) карбонатно-силикатные породы; (6) карбонатиты. Породы первой

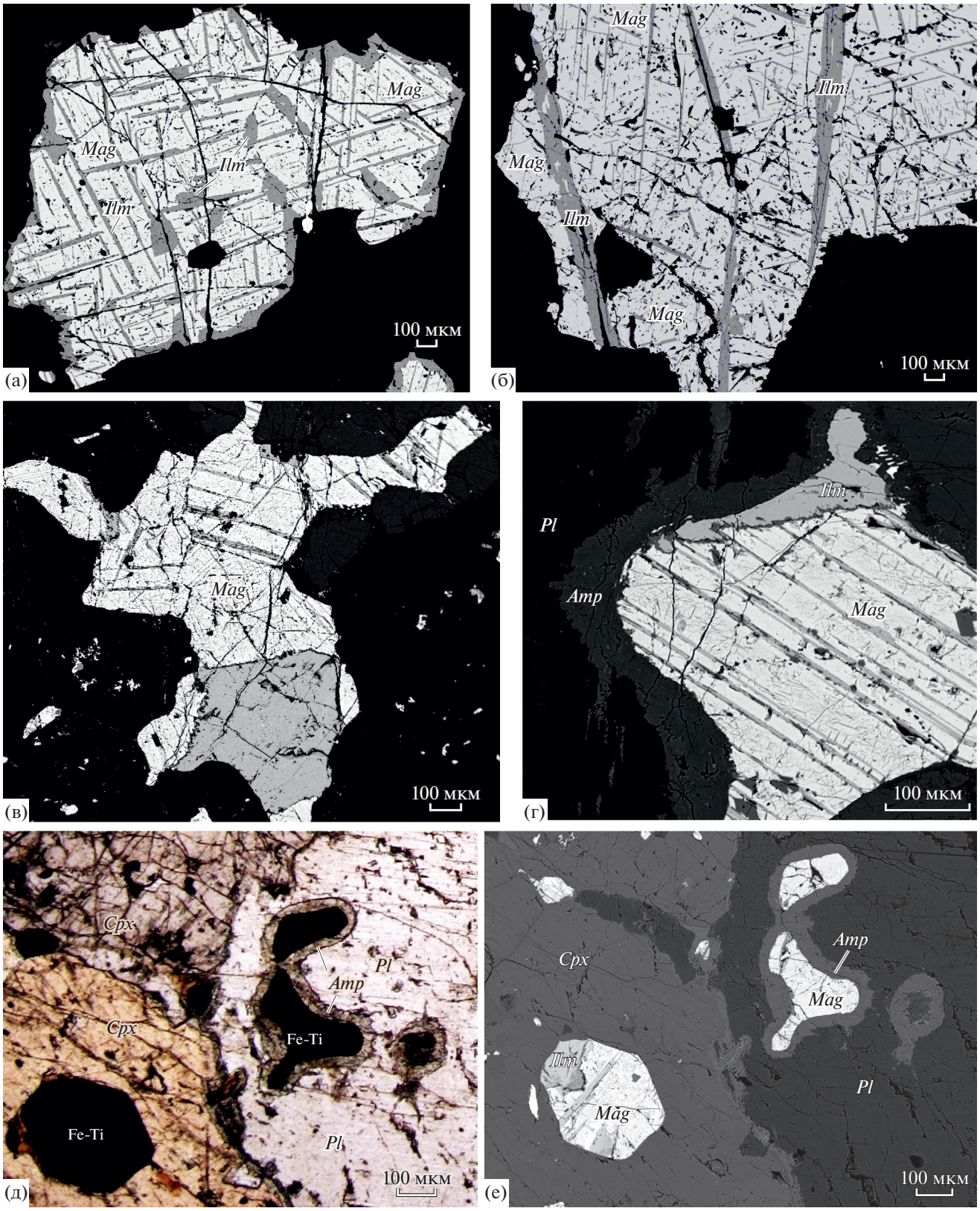


Рис. 7. Строение Fe-Ti оксидов в породах Тикшеозерского комплекса (а–г, е – фото в отраженных электронах, д – в проходящем свете при одном николе). Породы: (а) – ийолит (обр. 32-1), (б) – карбонатит (обр. 154/90), (в–е) – *Ol-Pl* клинопироксенит (обр. Т22).

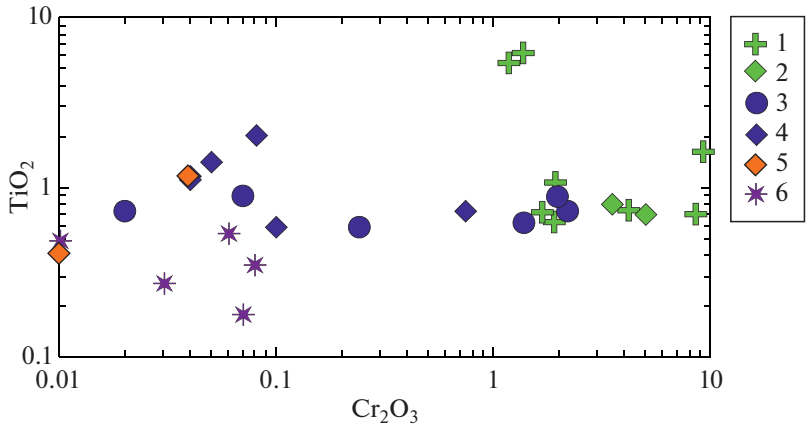


Рис. 8. Вариации содержаний TiO_2–Cr_2O_3 (в мас. %) в Fe-Ti оксидах в породах Тикшеозерского комплекса. Породы: первая фаза: 1 – ультрамафиты, 2 – габбро; вторая фаза: 3 – якупирангиты, 4 – мельтейгиты, ийолиты, 4 – щелочные габбро; третья фаза: 5 – карбонатиты и 6 – карбонат-силикатные породы.

группы составляют первую интрузивную фазу. Породы второй, третьей и четвертой групп формируют вторую интрузивную фазу. Породы пятой и шестой групп образуют третью фазу. Представительные анализы пород приведены в табл. 2 и представлены на классификационной диаграмме SiO_2–щелочи (рис. 9а).

На диаграмме R1–R2 (рис. 9б), широко используемой для классификации пород, недосыщенных кремнеземом (De La Roche et al., 1980), выделяется непрерывный тренд, сформированный породами сильно недосыщенной щелочной серии от щелочных верлитов и якупирангитов к мельтейгитам, ийолитам и уртитам. Он контролируется фракционированием оливина (на начальных стадиях), но в основном клинопироксена и нефелина, что подтверждается смещением точек от составов, близких к клинопироксену, к нефелину. Породы ультраосновной-основной серии формируют отдельный кластер в правом верхнем углу, на границе линии насыщения кремнеземом. Точки составов нефелиновых сиенитов формируют тренд, параллельный тренду сильно недосыщенной кремнеземом щелочной серии. Промежуточное положение между ними занимают щелочные габбро. Карбонат-силикатные породы попадают как на тренд щелочных пород, так и располагаются вне полей диаграммы, что подчеркивает их метасоматическое происхождение.

Клинопироксениты и перидотиты нормальной щелочности характеризуются узкими вариациями состава SiO_2 от 43 до 51 мас. %, низкими содержаниями TiO_2 (обычно <1 мас. %) и Al_2O_3 (2.21–6.26 мас. %) и высокой магнезиальностью (Mg# 79–83) при высоком содержании Cr (до 2000 г/т). С ними ассоциируют габбро нормальной щелочности. На всех диаграммах рис. 10 за исключением диаграммы MgO–SiO_2 породы нормальной щелочности образуют обособленное поле.

Якупирангиты, верлиты и щелочные клинопироксениты имеют более низкие содержания SiO_2 (36–42 мас. %) и более низкую магнезиальность, чем породы нормальной щелочности, но обогащены TiO_2 (до 4.4 мас. %), Fe_2O_{3tot} (12.14–17.86 мас. %) и Al_2O_3 (5.20–9.43 мас. %). Также в них возрастает щелочность и содержание P_2O_5 (до 0.44 мас. %) и существенно понижается содержание Cr (первые сотни г/т) (рис. 10).

В серии мельтейгит-ийолит-уртит содержания P_2O_5, щелочей и Al_2O_3 увеличиваются. Щелочные габбро практически на всех графиках перекрываются или близки к породам мельтейгит-ийолит-уртитовой серии по содержаниям Al_2O_3, CaO, Na_2O, P_2O_5, Fe_2O_3, но характеризуются меньшей магнезиальностью, занимая по этому параметру промежуточное положение между нефелиновыми сиенитами и остальными породами (рис. 10). Нефелиновые сиениты практически на всех диаграммах формируют отдельный кластер с низкими TiO_2, CaO, FeO, Mg#, существенно более высокими содержаниями K_2O, SiO_2 и близкими к щелочным габбро P_2O_5, Al_2O_3 и Na_2O. От ультраосновных щелочных пород к нефелиновым сиенитам отмечается увеличение содержаний Al_2O_3, Na_2O и K_2O при уменьшении TiO_2, CaO и Mg#. Во всех породах, за исключением нефелиновых сиенитов, Na_2O преобладает над K_2O (рис. 10).

Карбонат-силикатные породы на диаграммах вариаций Na_2O, TiO_2, K_2O и особенно CaO в зависимости от SiO_2 (рис. 10) образуют отчетливый линейный тренд, направленный в сторону карбонатитов.

Таблица 2. Представительные составы пород Тикшеозерского комплекса

Компоненты	T17*	T19	T2	T22	T23	21-35	25-12	34-1	38-8	32-2	26-1-8	32-1
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO_2	47.60	48.42	48.25	43.57	45.86	43.48	36.76	38.98	41.04	38.59	36.22	39.48
TiO_2	0.42	0.41	0.51	1.35	1.67	2.80	2.09	4.44	3.09	3.11	3.12	3.45
Al_2O_3	1.62	1.49	2.03	6.26	8.26	12.76	5.20	8.23	8.72	13.04	12.78	10.97
Fe_2O_3	8.51	9.70	9.7	17.58	13.19	13.84	17.86	15.88	12.14	13.62	11.93	13.65
MnO	0.144	0.155	0.155	0.236	0.183	0.207	0.178	0.176	0.149	0.193	0.173	0.159
MgO	22.16	24.15	22.42	16.35	12.16	6.75	18.74	10.62	10.17	7.72	6.92	9.31
CaO	15.99	13.56	15.89	12.74	15.56	13.59	10.61	19.79	18.71	14.04	13.51	17.11
Na_2O	0.23	0.22	0.44	0.87	1.49	2.52	1.49	0.77	1.82	4.83	8.24	2.76
K_2O	0.03	0.03	0.06	0.09	0.22	1.71	0.76	0.41	1.01	2.13	0.87	1.14
П.п.п.	2.69	1.09		0.41	0.62	1.27	5.61	0.39	2.08	1.96	4.75	1.55
P_2O_5	0.02	0.02	0.02	0.02	0.16	0.44	0.03	0.05	0.52	0.27	0.06	0.03
Mg#	83.73	83.11	82.04	64.76	64.56	49.08	67.46	56.93	62.34	52.83	53.41	57.41
V	114.4	117.5	164.6	397	269	354	275.3	389.4	337.7	275	337.5	337.30
Cr	2031.0	1848.0	2072.0	354	882	100	1712	72.1	243.8	4.5	160.9	9.57
Co	64.1	76.1	68.4	99.4	64.0	47.8	82.2	46.0	35.5	41.3	33.2	41.92
Ni	553.7	834.9	502.0	219	261	96.5	471.7	78.9	78.8	92.1	84.1	83.97
Rb	1.0	0.5	1.2	2.4	2.2	38.2	11.6	17.1	24.1	73.1	17.8	27.77
Sr	35	33	47	207	309	965	202	308	1339	509	442	330.0
Y	3.7	3.7	4.0	11.5	15.7	26.1	6.3	13.0	13.1	20.7	13.5	13.78
Zr	10.5	11.0	11.1	33.7	57.1	225	73.9	315.5	276.6	297	199.0	309.6
Nb	0.5	0.3	0.6	2.3	4.1	117	8.64	13.2	12.2	115	13.4	20.78
Ba	33.0	12.1	80.4	71.3	170	1211	734.1	423.8	1544.0	782	574.6	442.8
La	2.6	1.2	2.5	3.6	12.6	58.7	10	18.7	28.6	75.2	32.4	19.57
Ce	6.2	4.1	7.1	12.2	32.3	129.7	22.7	51.7	72.4	169	64.4	56.22
Pr	0.9	0.7	1.0	2.0	5.0	14.5	3	7.7	9.8	20.0	7.7	8.37
Nd	4.5	4.0	5.1	11.1	22.3	59.8	13.7	36.7	44.1	76.4	33.2	39.57
Sm	1.1	1.2	1.3	3.0	4.8	10.3	2.8	7.6	8.4	13.0	6.0	7.64
Eu	0.3	0.3	0.4	0.94	1.5	3.3	1	2.3	2.7	3.6	1.8	2.31
Gd	1.2	1.1	1.3	3.0	5.6	8.3	2.6	6.9	7.8	8.8	5.9	6.29
Tb	0.2	0.2	0.2	0.42	0.65	1.1	0.3	0.9	0.9	1.1	0.7	0.82
Dy	0.9	0.9	1.0	2.4	3.6	5.8	1.5	3.6	3.6	5.4	3.1	4.04
Ho	0.2	0.2	0.2	0.46	0.69	1.0	0.2	0.6	0.6	0.86	0.5	0.67
Er	0.4	0.5	0.5	1.2	1.8	2.8	0.7	1.6	1.6	2.08	1.6	1.63
Tm	0.0	0.1	0.1	0.15	0.22	0.32	0.1	0.2	0.2	0.25	0.2	0.21
Yb	0.3	0.4	0.4	0.91	1.5	2.1	0.5	1.1	1.1	1.49	1.3	1.34
Lu	0.0	0.0	0.0	0.14	0.20	0.29	0.1	0.1	0.1	0.21	0.1	0.21
Hf	0.4	0.5	0.5	1.3	2.1	5.4	2.7	8.7	7.1	7.5	3.8	7.74
Ta	0.1	0.1	0.1	0.36	0.39	8.7	0.6	1.6	1.0	3.6	1.5	1.99
Pb	25.8	27.1	29.9	1.1	2.3	3.2	29.2	37	33.4	5.7	121.3	1.98
Th	0.2	0.1	0.3	0.13	0.10	4.5	7.6	2.6	6.1	13.7	3.3	2.28
U	0.0	0.0	0.0	0.026	0.027	0.85	0.3	0.4	0.4	2.3	0.6	0.21

Таблица 2. Окончание

Компоненты	T56	27-12	T46	27-15	27-01	T32a	26-26	26-1-4	41-3-3	37-9	23-15	26-21	169/200
	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
SiO_2	41.71	38.75	51.25	50.91	50.22	41.09	42.44	31.44	40.31	27.64	37.25	25.34	1.19
TiO_2	0.97	2.77	0.21	1.3	1.60	1.63	2.65	2.55	0.98	2.00	2.93	1.61	0.06
Al_2O_3	21.01	12.46	23.10	19.89	13.30	24.27	16.52	6.31	21.99	6.50	13.84	8.67	0.21
Fe_2O_3	4.37	13.04	4.99	7.69	10.00	8.67	14.12	15.38	4.74	12.15	13.1	10.84	2.94
MnO	0.069	0.225	0.131	0.202	0.174	0.114	0.205	0.163	0.084	0.318	0.177	0.326	0.180
MgO	5.25	7.60	0.51	1.63	3.22	2.80	4.51	8.12	3.29	6.76	8.43	2.43	1.59
CaO	11.73	15.99	2.42	8.83	7.13	8.79	11.00	14.95	8.76	20.57	13.57	24.57	50.92
Na_2O	7.13	2.09	8.28	3.52	4.80	9.02	4.03	5.52	10.37	4.42	5.98	2.72	0.25
K_2O	2.84	1.56	5.82	5.12	4.99	2.11	1.86	1.66	1.65	1.72	3.82	1.81	0.10
П.п.п.	3.65	4.16	1.80		3.15	0.64	1.11	13.21	7.47	16.31		19.32	36.09
P_2O_5	0.03	0.37	0.14	0.22	0.46	0.41	0.84	0.21	0.08	0.73	0.36	1.51	5.27
Mg#	70.36	53.53	16.80	29.52	38.89	38.96	38.70	51.06	57.84	52.37	55.98	30.70	51.66
V	73.00	291	3.82	23.41	210.6	161	199.5	337.9	98.2	309	238.6	149.4	70.89
Cr	11.71	191	3.70	30.26	10.2	24.6	17.6	19.0	28.9	51.9	55.3	40.2	10.00
Co	14.16	47.6	8.27	12.54	25.5	29.9	39.5	33.6	14.8	40.8	37.5	24.5	9.29
Ni	21.45	109	5.65	26.73	10.8	41.5	14.2	41.3	27.9	109	76.3	33.6	23.96
Rb	59.10	78.5	121.8	94.48	167.4	35.7	44.8	25.6	48.7	61.0	100.9	11.2	8.50
Sr	1814.00	1012	1232.0	1347	1733	1258	1742	1627	847	2037	1032	2797	4117.00
Y	6.67	22.5	12.05	14.85	24.6	13.5	18.7	18.8	6.1	45.2	15.9	54.4	46.80
Zr	172.90	184	93.77	120.2	226.9	81.0	92.4	258.3	115.3	179	79.9	19.8	24.79
Nb	5.86	75.4	99.07	111.9	187.5	17.3	33.81	62.5	32.1	105	83.72	223.5	32.74
Ba	798.1	966	3768.00	3270	3323	613	1229	936.5	600.2	3136	1779	1505	415.80
La	13.4	57.1	50.75	50.42	78.8	40.0	61.4	63.0	10.5	211	95.7	413.4	261.20
Ce	31.44	127	101.20	103.5	160.1	87.6	136.2	152.3	30.3	368	170.9	751	562.60
Pr	4.44	14.3	10.52	11.5	16.7	10.0	15.2	15.0	4.4	38.4	16.7	78.7	63.13
Nd	19.79	54.2	36.25	40.08	63	39.7	62	58.8	20.2	139	61.4	255	238.00
Sm	3.91	9.7	5.37	6.15	9.8	6.5	9.9	9.4	4.0	22.5	9.3	32.3	36.68
Eu	1.18	2.7	2.41	2.44	3.4	2.2	3.4	2.8	1.4	6.3	2.7	8.4	9.60
Gd	3.07	7.2	3.95	4.71	9.3	4.9	9	10.0	3.4	15.9	9	31.3	26.44
Tb	0.40	1.0	0.55	0.67	1	0.60	1	1.1	0.4	2.0	0.9	2.9	3.20
Dy	1.85	5.3	2.76	3.43	5	3.2	4.4	4.4	1.7	10.1	3.8	12.1	12.93
Ho	0.30	0.92	0.50	0.62	0.9	0.55	0.7	0.8	0.3	1.7	0.6	2	1.91
Er	0.77	2.1	1.36	1.76	2.6	1.4	2	2.1	0.8	4.3	1.6	5.7	4.63
Tm	0.09	0.28	0.17	0.24	0.3	0.15	0.2	0.2	0.1	0.53	0.2	0.6	0.49
Yb	0.66	1.6	1.18	1.67	2.3	1.0	1.3	1.6	0.6	3.2	1.1	3.7	2.89
Lu	0.10	0.24	0.18	0.26	0.3	0.14	0.2	0.2	0.1	0.44	0.2	0.5	0.38
Hf	4.80	3.8	1.77	2.68	5.5	2.1	2.5	7.4	2.0	4.6	2.2	0.5	0.20
Ta	0.61	4.0	3.56	5.71	6.4	1.3	2.4	1.4	2.3	4.9	4.1	6.2	4.72
Pb	2.42	8.8	9.92	4.10	33.7	1.6	27.3	37.1	28.6	24.4	38.6	51.3	14.03
Th	3.32	6.2	2.71	2.57	8.8	1.5	3.2	1.0	1.3	19.1	12.1	16.2	6.01
U	0.28	1.1	0.46	0.56	10.6	0.27	0.4	1.9	0.4	11.7	0.5	8	11.04

Примечание. Ультраосновная-основная серия (первая фаза): (1, 2) пироксенит, (3) верлит, (4, 5) габбро; щелочная серия (вторая фаза): (6, 8) пироксениты, (7) верлит, (9) якупирангит, (10, 11) ийолит, (12, 14) мельтейгит, (13) уртит, (15) нефелиновый сиенит, (16, 17) сиениты, (18, 19) щелочные габбро; третья фаза: (20–24) карбонат-силикатная порода, (25) карбонатит. Пустые ячейки – содержание не определялось; <ПО – содержания ниже предела обнаружения. Оксиды приведены в мас. %, элементы – в г/т.
* Номер образца.

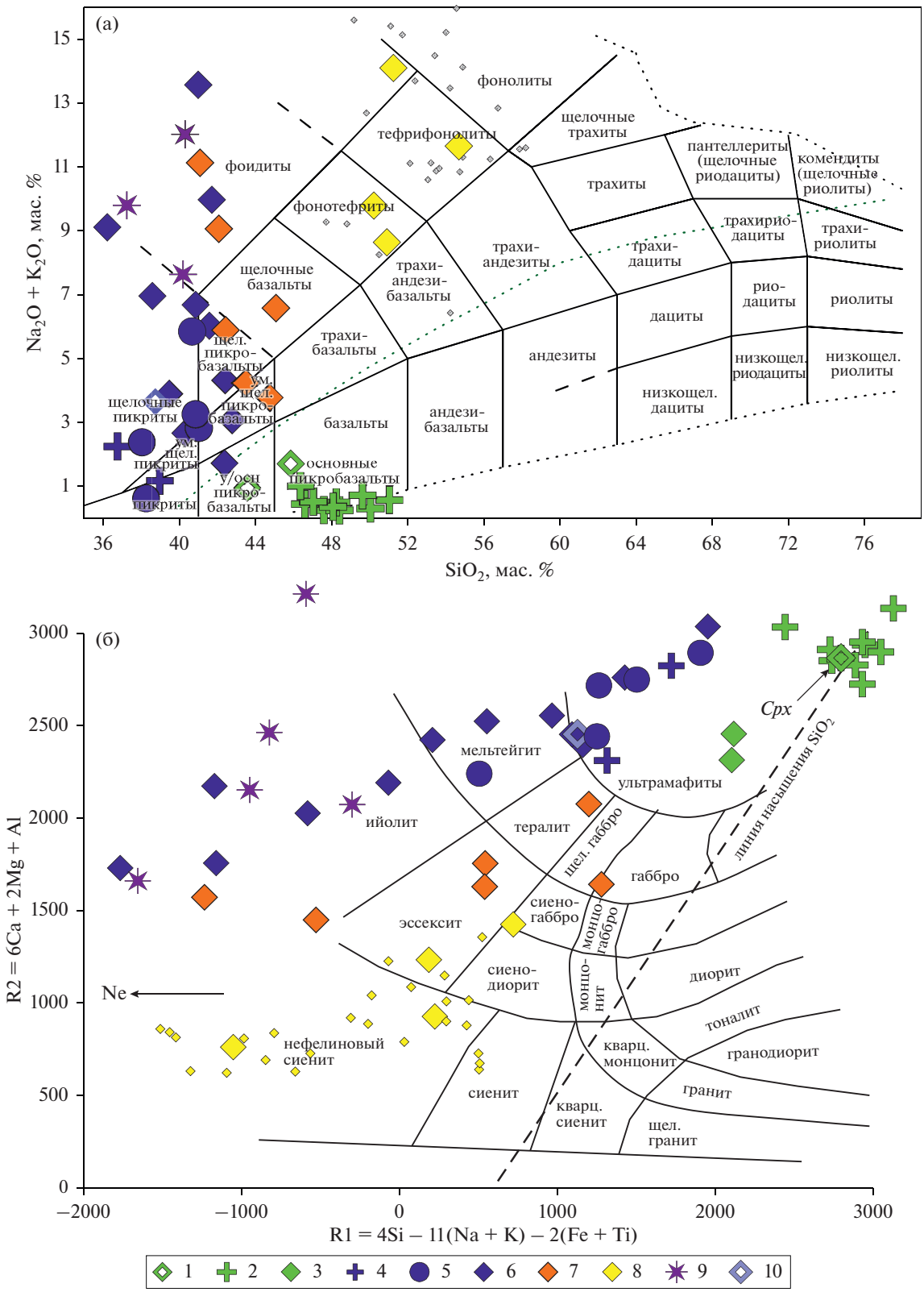


Рис. 9. Составы пород Тикшеозерского комплекса на (а) классификационной диаграмме ($K_2O + Na_2O$)–SiO_2 (Петрографический ..., 2009) и на (б) диаграмме R1–R2 (De La Roche et al., 1980).
Породы: первая фаза: 1 – верлиты, 2 – клинопироксениты, 3 – габбро; вторая фаза: 4 – щелочные клинопироксениты, 5 – якупирангиты, 6 – ряд мельтейгит–ийолит–уртиты, 7 – щелочные габбро, 8 – нефелиновые сиениты; третья фаза: 9 – карбонат-силикатные породы; 10 – мельтейгитовая дайка. Мелкими ромбиками показаны нефелиновые сиениты из неопубликованных материалов Н.Н. Холодиловой и др.

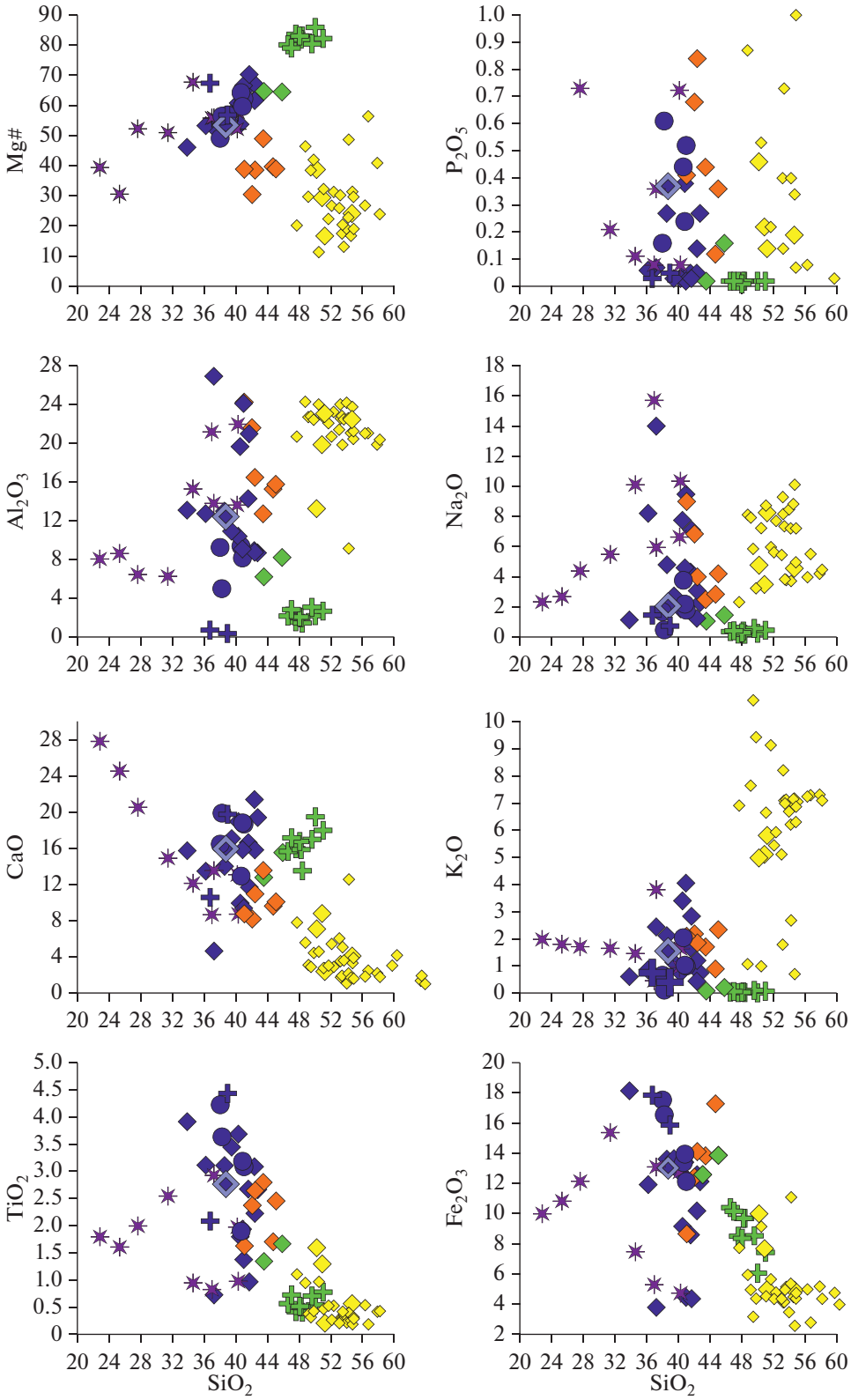


Рис. 10. Диаграммы Харкера для пород Тикшеозерского комплекса (в мас. %).
Условные обозначения см. на рис. 9.

Распределение редких элементов

Мультиэлементные спектры силикатных и карбонатных пород показаны на рис. 11. Ультраосновные породы нормальной щелочности демонстрируют положительную аномалию Ba и незначительную отрицательную аномалию P, при низких содержаниях всех несовместимых элементов относительно других групп пород. Габбро характеризуются более высокими содержаниями несовместимых элементов.

Породы щелочной серии, сильно недосыщенной кремнеземом, характеризуются отчетливой отрицательной P-аномалией, положительной аномалией Ba, обеднением Th и U, отрицательной Nb-Ta аномалией, что может быть связано с контаминацией нижнекоровым материалом (Rudnick, Fountain, 1995). Эти породы характеризуются широким разбросом в содержаниях элементов, при отсутствии закономерного изменения от клинопироксенитов к уртитам. В нефелиновых сиенитах нормированные содержания элементов близки к таковым в ультраосновной щелочной серии при более высоком содержании КИЛЭ. Вышеупомянутые положительная аномалия Ba и отрицательная P дополняются неглубокими Zr-Hf аномалиями. Щелочное габбро имеет близкую форму спектра при меньшем обогащении КИЛЭ и слабо проявленных отрицательных аномалиях P и Zr-Hf.

Карбонатиты отличаются от других пород максимальным обеднением HFSE, демонстрируя отрицательные аномалии Ti и P, глубокую Zr-Hf аномалию.

Распределение РЗЭ

Клинопироксениты характеризуются наименее фракционированными спектрами РЗЭ, часто с обеднением ЛРЗЭ ($(La/Yb)_N$ = 2.62–5.6, $(La/Sm)_N$ = 0.61–1.65, $(Gd/Yb)_N$ = 2.45–2.95) (рис. 11). Щелочные породы демонстрируют существенные вариации в распределении РЗЭ при незначительном фракционировании ЛРЗЭ и значительном ТРЗЭ ($(La/Yb)_N$ = 12.19–27.50, $(La/Sm)_N$ = 1.54–4.31, $(Gd/Yb)_N$ = 3.62–5.47). Системного изменения содержаний ЛРЗЭ от щелочных верлитов и клинопироксенитов к якупирангитам и уртитам не наблюдается.

Щелочные габбро имеют более высокое содержание РЗЭ при более высокой степени их фракционирования, перекрываясь с породами щелочной серии в области верхних значений РЗЭ ($(La/Yb)_N$ = = 18.97–31.87, $(La/Sm)_N$ = 3.57–3.90, $(Gd/Yb)_N$ = = 3.20–5.59). Нефелиновые сиениты отличаются наиболее высоким содержанием РЗЭ относительно щелочных габбро и щелочных ультрамафитов при более высоком фракционировании РЗЭ и ЛРЗЭ и близком ТРЗЭ ($(La/Yb)_N$ = 20.43–33.55, $(La/Sm)_N$ = 5.16–5.94, $(Gd/Yb)_N$ = 2.28–4.15).

Карбонатиты характеризуются максимальными содержаниям РЗЭ, наиболее фракционированными спектрами, что отражается в высоких значениях $(La/Yb)_N$ = 48–54.5), экстремально фракционированных ТРЗЭ ($(Gd/Yb)_N$ = 7.8–9) (рис. 11), характерных для карбонатитов (Nelson et al., 1988).

Карбонат-силикатные метасоматические породы характеризуются сильными вариациями степени фракционирования РЗЭ, что отражает различия в субстратах, а также привнос флюида, обогащенного РЗЭ ($(La/Yb)_N$ = 26–106, $(La/Sm)_N$ = = 2.9–5.0, Gd/Yb_N = 4.1–9.7).

Во всех породах отсутствует Eu-аномалия, за исключением слабой положительной Eu-аномалии в нефелиновых сиенитах.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Силикатные магмы Тикшеозерского комплекса

По содержаниям кремнезема и щелочей (Na_2O + + K_2O) силикатные породы Тикшеозерского комплекса отчетливо подразделяются на три группы: (1) ультраосновные-основные породы нормальной щелочности: дуниты, верлиты, клинопироксениты и габбро, относимые к первой интрузивной фазе; (2) сильно недосыщенная кремнеземом серия: оливиниты, щелочные клинопироксениты, якупирангиты, мельтейгиты, ийолиты и уртиты второй интрузивной фазы; (3) умеренно-недосыщенные кремнеземом породы: щелочные габбро и нефелиновые сиениты, связь которых со второй интрузивной фазой обсуждается ниже.

Породы нормальной щелочности

Породы первой группы образуют последовательность кумулатов, типичную для мантийных выплавок (пикритов и пикробазальтов) нормальной или слабо повышенной щелочности (Уэйджер, Браун, 1970; Шарков, 2006 и др.). Эти породы образуют непрерывный ряд от дунитов до габбро и характеризуются повышенным содержанием хрома. Против генетической связи с породами щелочной серии свидетельствует их минеральный состав, представленный клинопироксеном, оливином и Fe-Ti оксидами, а также плагиоклазом: интеркумулусные минералы, типичные для щелочных пород, такие как биотит, перовскит, керсутит и др., полностью отсутствуют.

Судя по преобладанию в породах первой группы ультрамафитов, исходным расплавом здесь могли быть пикриты или пикробазальты нормальной щелочности.

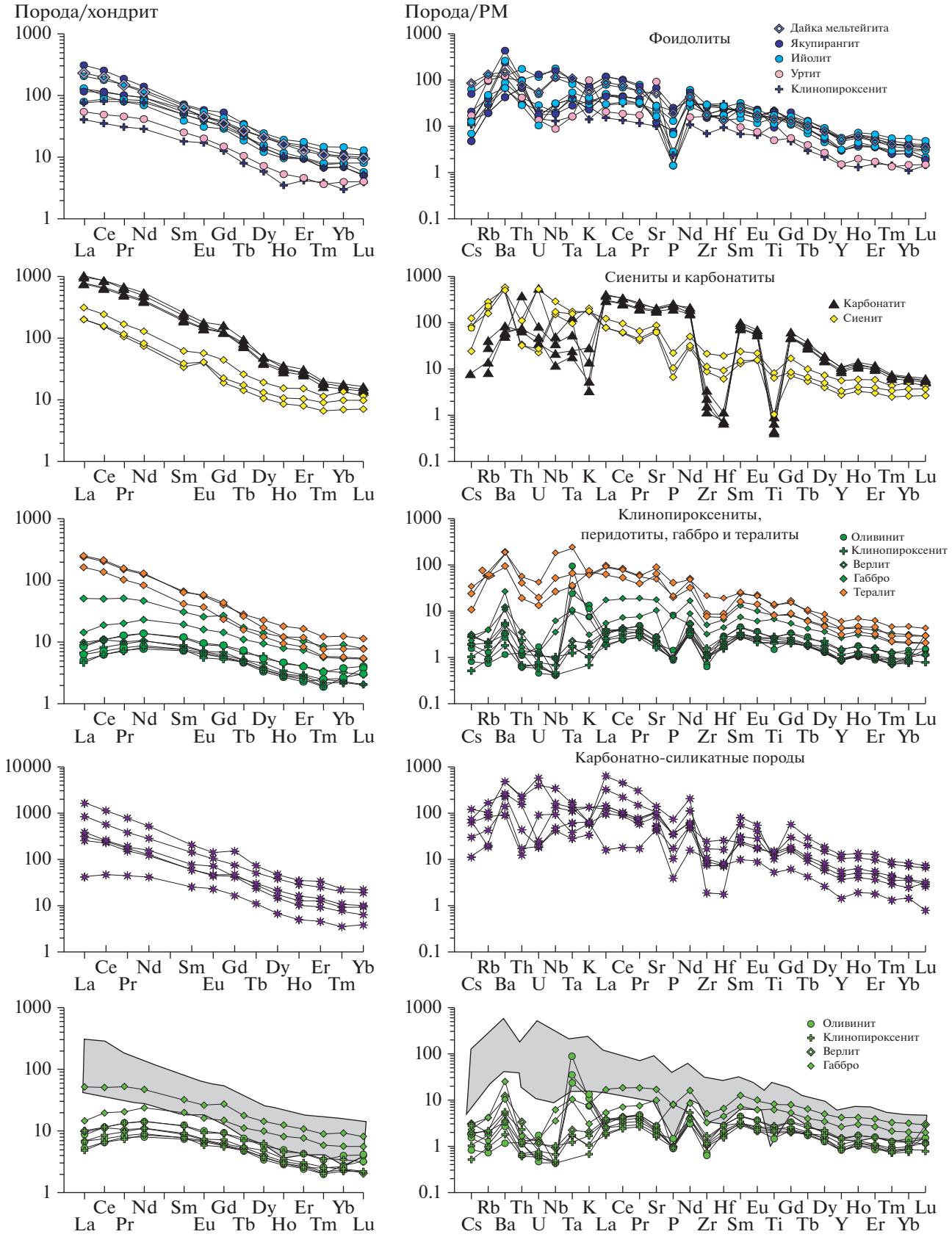


Рис. 11. Спектры распределения РЗЭ и редких элементов для пород Тикшеозерского комплекса. Поля на нижних рисунках показывают состав пород щелочной серии Тикшеозерского массива.
Концентрации нормированы на хондрит и примитивную мантию по (McDonough, Sun, 1995).

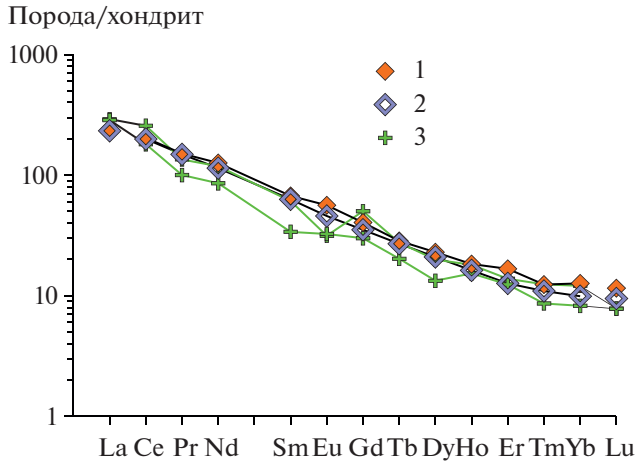


Рис. 12. Спектры распределения РЗЭ в модельном расплаве, равновесном клинопироксену в верлите, в сравнении с составами мельтейгитовой дайки и щелочного габбро. Модельный расплав был рассчитан с использованием коэффициентов распределения (Hart, Dunn, 1993; McKenzie, O'Nions, 1991). Концентрации нормированы на хондрит по (McDonough, Sun, 1995).
(1) щелочное габбро, (2) мельтейгитовая дайка; (3) состав расплава в равновесии с клинопироксеном из верлита.

Сильно- и умеренно-недосыщенные кремнеземом породы

Породы второй группы на диаграмме R1–R2 (рис. 9б) образуют непрерывный тренд, направленный в сторону Ne, и, вероятно, произошли из ультраосновного щелочного (меланефелинитового) расплава, существование которого подтверждается наличием даек мельтейгит-порфиров и микроийолитов (Франтц, 2006). На начальной стадии процесса (формировании щелочных верлитов и якупирангитов) существенную роль играло фракционирование клинопироксена, оливина и титаномагнетита, вызывая понижение содержаний MgO, TiO_2, Fe_2O_3 и CaO. Эта эволюция ведет к раннему появлению нефелина в системе, формируя с увеличением содержания нефелина мельтейгиты, ийолиты и уртиты. Породы умеренно-недосыщенные щелочами (щелочные габбро и сиениты) образуют ответвление от тренда сильно недосыщенных кремнеземом пород.

Соотношение ультраосновных пород нормальной щелочности и щелочных пород

Соотношение недосыщенных и умеренно недосыщенных кремнеземом пород и ультраосновных-основных пород нормальной щелочности неоднозначно. Возможны два механизма их формирования: (1) как продукты фракционирования единого ультраосновного щелочного расплава или (2) дериваты различных расплавов.

В пользу происхождения всех этих пород из единого исходного расплава может свидетельствовать расчет редкоэлементного состава расплава, равновесного с клинопироксеном в одной из наиболее изученных примитивной породе – верлитах. Для расчета состава расплава использовали коэффициенты распределения (Hart, Dunn, 1993; McKenzie, O'Nions, 1991). На рис. 12 видно, что спектры распределения РЗЭ, вычисленные для жидкости, равновесной с данным клинопироксеном, практически идентичны составу мельтейгитовой дайки и щелочного габбро, указывая на то, что данные кумулаты могли сформироваться при кристаллизации щелочного ультраосновного (нефелинитового) расплава. О том, что ультраосновные породы нормальной щелочности могли быть кумулатами щелочной серии могут свидетельствовать и близкие тренды клинопироксенов на диаграмме *Di–Aeg–Hd* (рис. 4).

Однако при ближайшем рассмотрении видно, что тренд пород нормальной серии смещен относительно трендов остальных пород к нижней части диаграммы, т.е. существует два близких, но независимых тренда (рис. 4). Кроме того, породы нормальной серии образуют непрерывный ряд от дунитов до габбро, что также, скорее, свидетельствует о независимом формировании этих пород. Против генетической связи с породами щелочной серии также свидетельствует минеральный состав пород нормальной серии, в частности клинопироксенитов и габбро. Главными минералами в клинопироксенитах являются клинопироксен, оливин и магнетит, которые дополняются плагиоклазом в габбро. Интеркумулусные минералы, типичные для пород щелочных серий, такие как биотит, перовскит, керсутит и др., здесь отсутствуют.

В пользу независимого происхождения этих двух серий также может свидетельствовать анализ состава амфибола. На диаграмме Al^{IV}–^{A}K (рис. 13) (Ridolfi, Renzulli, 2012) точки составов амфиболов из Тикшеозерского массива образуют два отдельных кластера: амфиболы из пород нормальной серии попадают в поле производных известково-щелочных магм, а амфиболы из щелочных пород – в поле производных щелочных расплавов.

Анализ этих фактов в комплексе с присутствием собственно щелочных клинопироксенитов и верлитов в ассоциации с фоидолитами Тикшеозерского массива свидетельствуют о том, что породы основной-ультраосновной серии, скорее всего, имеют самостоятельное происхождение. Однако для окончательного подтверждения этого вывода требуются изотопные исследования, которые в настоящий момент нами проводятся.

Формирование из двух независимых исходных мантийных расплавов, ферропикритового и щелочно-ультраосновного, было обосновано для

массива Гремяха-Вырмес на Балтийском щите (Арзамасцев и др., 2006), который наиболее близок к Тикшеозерскому массиву по возрасту и набору пород. В качестве исходного расплава для ультраосновной-основной серии был использован состав ферропикрита Печенгской структуры с возрастом 1988 ± 3 млн лет (Hanski et al., 2014), а для щелочной серии – меланефелиниты (Арзамасцев и др., 2006).

Формирование силикатных пород из двух различных исходных расплавов было также продемонстрировано для мелового комплекса Якупиранга аналогичного состава (Beccaluva et al., 2017).

Эксперименты Йодера и Тилли (1965), проведенные при давлении 1 атм, показали, что базальты нормальной и щелочной серий не могут быть дифференциатами единой исходной магмы и, скорее всего, имеют самостоятельное происхождение. Они разделены термальным физико-химическим барьером, по обе стороны которого они эволюционируют по-разному. Однако, согласно более поздним работам (O'Hara, 1968), термальный барьер исчезает при давлениях выше 8 кбар. Таким образом, переход становится возможным при более высоких давлениях. Исходные расплавы обеих серий Тикшеозерского комплекса могли быть близки друг к другу по составу, но в ходе дальнейшей низкобарной эволюции оказались по разные стороны термального физико-химического барьера, соотвественно, и развивались по-разному, обеспечивая формирование двух серий пород. При этом даже небольшие колебания в содержании компонентов в плавящихся субстратах, особенно щелочей, могут сыграть решающую роль в их развитии.

Происхождение нефелиновых сиенитов

Для многих щелочных ультраосновных массивов, где нефелиновые сиениты ассоциируют с фоидолитами, предполагается, что нефелиновые сиениты являются их дифференциатами (Арзамасцев и др., 2006). Чтобы проверить, являются ли эти породы в данном комплексе генетически связанными, было проведено моделирование петрогенного состава нефелиновых сиенитов методом наименьших квадратов. В качестве модельного исходного состава был использован состав порфировидного оливинового мельтейгита, который слагает маломощные дайки повсеместно прорывающие породы якупирангит–уртитового ряда и рассматривается как возможный исходный расплав (Франтц, 2006). Отсутствие водосодержащих фаз (амфибола) в основной массе породы свидетельствует о "сухости расплава", что подтверждается содержанием H_2O, равным 0.08 мас. %. В качестве конечного состава был использован нефелиновый сиенит (обр. 27–15). Моделирование показало, что породу такого состава можно

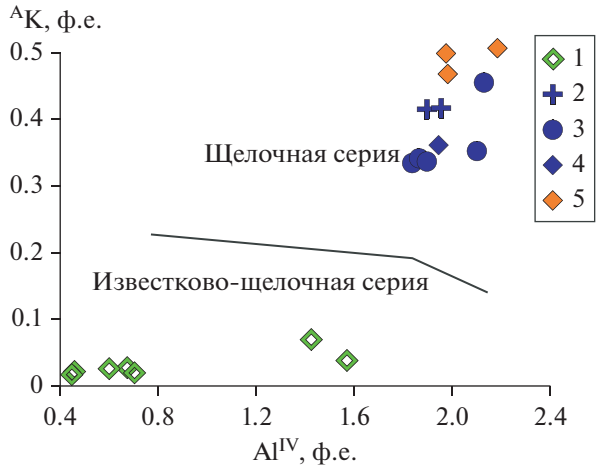


Рис. 13. Диаграмма Al^{IV}–^{A}K для амфиболов (Ridolfi, Renzulli, 2012) из пород: 1 – верлиты, 2 – щелочные клинопироксениты, 3 – якупирангиты, 4 – ряд мельтейгит–ийолит–уртиты, 5 – щелочные габбро.

получить при фракционировании клинопироксена (61.7 мас. %), нефелина (7.6 мас. %), оливина (29.4 мас. %) и шпинели (1.3 мас. %) (см. Supplementary, ESM_3.xlsx). Количество остаточного расплава – 10 мас. %, что согласуется с незначительной распространенностью нефелиновых сиенитов в виде небольших тел и даек в пределах массива. Для подтверждения этой модели дополнительно нами были проведены расчеты процессов фракционной кристаллизации с использованием программы rhyolite-MELTS (Smith, Asimow, 2005; Gualda et al., 2012). Расчеты показали, что 11.34% остаточной жидкости близкого состава получается в результате фракционирования 26.53% оливина, 56.01% клинопироксена, 4.48% нефелина и 1.05% шпинели, что близко к полученным выше результатам моделирования методом наименьших квадратов, при постоянном давлении 1 кбар и фугитивности кислорода $\lg(10)fO_2 = -12.37$. Таким образом, результаты моделирования процесса кристаллизации показывают принципиальную возможность получения сиенитового расплава за счет дифференциации фоидолитового расплава.

Полученные нами петрологические и геохимические данные свидетельствуют о том, что Тикшеозерский ультрамафит-щелочно-карбонатитовый комплекс образован в результате последовательного внедрения трех независимых типов мантийных расплавов: 1 – нормальной щелочности, 2 – щелочного и 3 – карбонатитового.

Происхождение Тикшеозерского комплекса

Многие исследователи обращают внимание на то, что большинство карбонатитсодержащих ком-

плексов являются составными частями крупных изверженных провинций (КИП) (Kogarko, Zartman, 2007; Ernst, 2014). Согласно представлениям (Maruyama, 1994; Добрецов и др., 2001; French, Romanowicz, 2015 и др.), формирование КИП объясняется подъемом термохимических мантийных плюмов, которые генерируются на границе ядра и мантии.

Материал этих плюмов, из-за низкой эффективности кондуктивной теплопроводности, в значительной мере сохраняет свою высокую температуру в процессе подъема через относительно холодную мантию, несмотря на некоторое адиабатическое остывание. Поэтому, когда головные части таких плюмов достигают уровня, где температура плюмового материала из-за декомпрессии оказывается выше температуры его солидуса, начинается адиабатическое декомпрессионное плавление их вещества с возникновением внутриплитных магматических систем. Эти системы состоят из двух главных компонентов, развивающихся по своим законам: (1) области генерации магм и (2) области подъема новообразованных магм с формированием в толще земной коры промежуточных очагов (интрузивов) и излияниями лав на поверхность земли с образованием КИП.

Изучение связанных с плюмами магматических систем в КИП показало, что одни и те же головные части плюмов могут продуцировать разные родоначальные расплавы в зависимости от содержания флюидных компонентов в зоне генерации магм (Ma et al., 2015; Sharkov et al., 2017 и др.). Однако цельная картина функционирования магматических систем, связанных с плавлением головных частей мантийных плюмов пока отсутствует, и поэтому предлагаемый ниже сценарий формирования Тикшеозерского ультрамафит-щелочно-карбонатитового комплекса является одним из вероятных.

Как было показано выше, этот комплекс образован тремя интрузивными фазами (крупным самостоятельными порциями расплавов, последовательно поступавших из одной и той же области магмообразования). При этом исходные расплавы двух первых (силикатных) фаз (нормальной щелочности и щелочные) происходили из близких по составу мантийных (плюмовых) субстратов.

Процесс плавления головы плюма, скорее всего, имел ступенчатый характер и контролировался как постепенным охлаждением ее вещества, так и содержанием флюидов. Судя по составу магм, на начальном этапе выплавлялись наиболее высокотемпературные расплавы типа пикробазальтов нормальной щелочности, обеспечивавшие формирование в том числе пород первой фазы рассматриваемого комплекса. По-видимому, по мере охлаждения плавящегося субстрата возможности выплавления таких расплавов были исчерпаны, и магмообразование временно прекратилось.

В отличие от первой фазы, вторая фаза Тикшерзерского комплекса представлена в основном разнообразными щелочными породами с преобладанием ультраосновных разновидностей (якупирангитов и фоидолитов). При исчерпании возможностей декомпрессионного плавления головы плюма на смену ему, вероятно, пришло флюидо-зависимое плавление, обеспечиваемое метасоматической переработкой материала уже затвердевшей, но еще горячей головы мантийного плюма. Следы такого плавления нередко сохраняются в качестве “расплавных карманов” (melt-pockets) в ксенолитах мантийных шпинелевых лерцолитов из базальтов и базанитов (Downes et al., 2001; Ma et al., 2015; Ryabchikov et al., 2010 и др.). Этот тип плавления осуществлялся под влиянием остаточных флюидов, освободившихся при затвердевании головы мантийного плюма (рис. 14). Таким образом, последовательное декомпрессионное и флюидо-зависимое плавление голов мантийных плюмов может генерировать два и более различных типов магм из одного и того же мантийного плюма.

Специальное изучение “расплавных карманов” показало, что мантийные плюмы содержат два главных типа флюидов, участвовавших в плавлении: (1) легкоподвижный карбонатный, обогащенный ЛРЗЭ, Na, Th, U и деплетированный Si, Ti, Zr и Hf; (2) силикатно-водный расплав/флюид, обогащенный Si, Ti, Fe, Ba, P, K, Zr, Nb и др. (Downes et al., 2001; Ma et al., 2015; Ionov et al., 1996 и др.).

Мы полагаем, что состав флюидо-зависимых магм в значительной мере зависит от соотношения этих флюидов в конкретной голове плюма: доминирование силикатно-водного должно приводить к появлению трахитовых (сиенитовых) расплавов, тогда как карбонатных – карбонатитовых или кимберлитовых магм.

Согласно данным (Ionov et al., 1996), формирование “расплавных карманов” с закаленным карбонатитовым расплавом в ксенолитах шпинелевых лерцолитов из базанитов о. Шпицберген происходило при $T = 900–990°C$ и $P = 0.9–1.0$ ГПа. Возможно, таким же образом и при таких же P-T параметрах формировались и карбонатитовые магмы Тикшеозерского массива.

Таким образом, изучение Тикшеозерского ультрамафит-щелочно-карбонатитового комплекса показало важную роль декомпрессионного плавления в головных частях термохимических мантийных плюмов, которое контролировало эволюцию магматических систем.

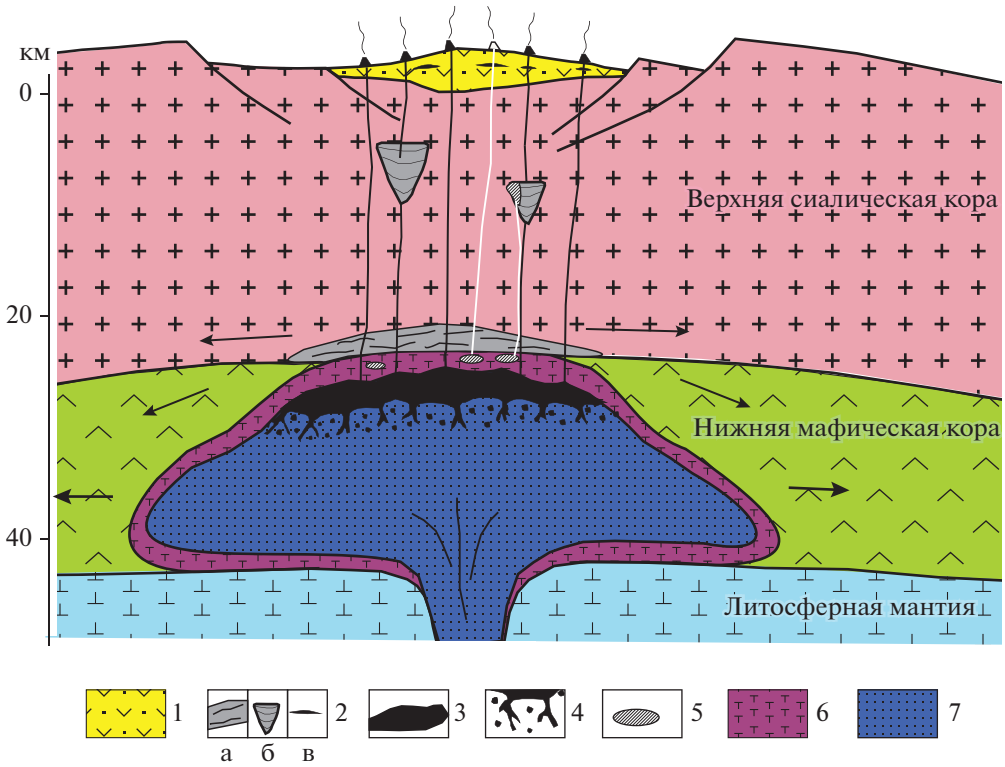


Рис. 14. Схема, иллюстрирующая происхождение карбонатитовых расплавов.
1 – вулканогенно-осадочный комплекс; 2 – промежуточные магматические камеры: а – на границе кора–мантия (андерплейтинг), б – интрузивные комплексы, в – субвулканические силлы; 3 – базальтовый расплав; 4 – зона адиабатического плавления; 5 – участки инконгруэнтного плавления и карбонатитовые фазы ультрамафит-щелочно-карбонатитовых комплексов; 6 – охлажденные края головных частей мантийных плюмов; 7 – вещество мантийных плюмов.

Эволюция ультрамафит-щелочно-карбонатитовых комплексов в истории Земли

Как уже говорилось, интрузивные ультрамафит-щелочно-карбонатитовые комплексы образуют устойчивые ассоциации, связанные с развитием КИП фанерозойского типа. Согласно имеющимся данным, максимумы проявления такого магматизма намечаются в позднем протерозое, раннем палеозое (девон–карбон), позднем палеозое (пермь–триас), мезозое (юра–мел) и в кайнозое (эоцен–миоцен) (Васильев, 1988; Wolley, Kjarsgaard, 2008 и др.). Несмотря на удивительное разнообразие морфологии интрузивов и набора пород в каждом конкретном случае, в целом ультрамафит-щелочно-карбонатитовые комплексы развивались по одному сценарию, и существенной эволюции данного типа магматизма за это время не произошло. Как далеко в истории Земли этот тип магматизма может быть пролонгирован? Возможно, ответ на этот вопрос могут дать карбонатит-ультрамафитовые комплексы палеопротерозойской щелочной провинции Пиланесберг (Pilanesberg) в Южной Африке: Phalaborwa, Schiel, Glenover и др. (Verwoerd, Du Toit, 2006).

Наиболее известным представителем этой провинции является комплекс Палабора (Phalaborwa) (Verwoerd, Du Toit, 2006). Он расположен в выступе архейского гранито-гнейсового фундамента кратона Каапвааль (Kaapvaal), окруженного мафитами огромного палеопротерозойского Бушвельдского расслоенного интрузива. Как и Тикшеозерский комплекс, комплекс Палабора образован преимущественно кумулятивными клинопироксенитами, но с калиевым полевым шпатом и флогопитом в интерстициях между зернами, а образования второй фазы представлены фоскоритами и сиенитами при отсутствии нефелина. Как и в более поздних комплексах, карбонатитовые расплавы появились последними. Согласно (Wu et al., 2011), комплекс Палабора внедрился несколько раньше (~2060 млн лет), чем, собственно, Бушвельдский (~2055 млн лет), но произошел из того же мантийного плюма. Сам Бушвельдский массив образовался за счет внедрения высоко-Si высоко-Mg магм (Hutton, Sharpe, 1989).

Такие магмы сейчас описываются в качестве кремнеземистой высоко-Mg серии (KBMC) и весьма характерны для КИП раннего палеопротерозоя, которые в некоторых случаях сохраняют

активность до середины палеопротерозоя (Шарков и др., 2020). Из этого следует, что карбонатит-содержащий комплекс Палабора, как и Тикшеозерский, тоже являлся частью крупной изверженной провинции (Бушвельдской), но другого состава – последней на Земле КИП, образованной КВМС (Шарков и Богина, 2006). Иными словами, комплекс Палабора может являться представителем более древней разновидности образований, в дальнейшем сменившимися комплексами фанерозойского типа, к которым и принадлежит Тикшеозерский комплекс.

Таким образом, Тикшеозерский комплекс, по-видимому, является древнейшим представителем ультрамафит-щелочно-карбонатитового магматизма современного типа.

ВЫВОДЫ

1. Один из древнейших в мире Тикшеозерский ультрамафит-щелочно-карбонатитовый комплекс с возрастом 1.99 млрд лет входит в состав среднепалеопротерозойской КИП фанерозойского типа.

2. На основании геолого-петрографических данных, породы Тикшеозерского комплекса были сформированы в три интрузивных фазы. Первая фаза образована породами нормальной щелочности: дунитами, верлитами, клинопироксенитами и габбро. Среди пород второй фазы преобладают щелочные ультрамафиты: якупирангиты (шелочные клинопироксениты) и фоидолиты (уртиты, мельтейгиты и ийолиты), при подчиненной роли оливинитов, щелочного габбро и нефелиновых сиенитов. Третья интрузивная фаза представлена карбонатитами.

3. Согласно полученным геохимическим и минералогическим данным, все три фазы не являются продуктами дифференциации единого исходного расплава.

4. На основании геолого-петрографических данных и моделирования показано, что нефелиновые сиениты сформировались в результате фракционирования фоидолитов (оливинового мельтейгита).

5. Предложена возможная модель формирования комплекса в результате декомпрессионного плавления головы мантийного плюма, содержащего карбонатный флюид.

Благодарности. Авторы выражают признательность А.А. Носовой, А.В. Гирнису и анонимному рецензенту за ценные замечания и комментарии, учет которых позволил существенно улучшить рукопись.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках базовой темы ИГЕМ РАН с регистрационным номером ЕГИСУ НИОКТР 121041500222-4 и темы НИР-210 ИГ КарНЦ РАН (отдел минерального сырья).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Арзамасцев А.А., Ву Фу-Ян. U-Pb геохронология и изотопная (Sr, Nd) систематика минералов щнлочно-ультраосновных массивов Колбской провинции // Петрология. 2014. Т. 22. № 5. С. 496–515.

Арзамасцев А.А., Беа Ф., Арзамасцева Л.В., Монтеро П. Протерозойский полифазный массив Гремяха-Вырмес, Кольский полуостров: пример смешения базитовых и щелочных мантийных расплавов // Петрология. 2006. Т. 14. № 4. С. 384–414.

Богачев А.И., Слюсарев В.Д., Кравченко А.Н. и др. Новый тип щелочного протерозойского магматизма в Карелии // Докл. АН СССР. 1976. Т. 230. № 5. С. 1169–1172.

Бычкова Я.В., Синицын М.Ю., Петренко Д.Б. и др. Методические особенности многоэлементного анализа горных пород методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 2016. № 6. С. 56–63.

Васильев Ю.Р. Гипербазиты щелочно-ультраосновных комплексов // Ред. Е.Е. Лазько, Е.В. Шарков. Магматические горные породы. Ультраосновные породы. М.: Наука, 1988. С. 172–195.

Гирнис А.В. Равновесие оливин–ортопироксен–расплав как термобарометр для мантийных магм // Петрология. 2003. Т. 11. № 2. С. 115–127.

Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. 2-е издание. Новосибирск: Наука “ГЕО”, 2001. 409 с.

Иващенко В.И., Голубев А.И. Золото и платина Карелии: формационно-генетические типы оруденения и перспективы. Петрозаводск: ГИ КарНЦ РАН, 2011. 369 с.

Кирнарский Ю.М., Осокин А.С., Шолохнев В.В., Холодилов Н.Р. Новые данные о минеральном составе пород Тикшеозерского массива (Северная Карелия) // Сб. Новое в минералогии Карело-Кольского региона. Петрозаводск: Кар. НЦ АН СССР, 1990. С. 39–58.

Йодер Г.С., Тилли Э.К. Происхождение базальтовых магм. М.: Мир, 1965. 248 с.

Карандашев В.К., Хвостиков В.А., Носенко С.В., Бурмий Ж.П. Использование высокообогащенных стабильных изотопов в массовом анализе образцов горных пород, грунтов, почв и донных отложений методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой // Заводская лаборатория. Диагностика материалов. 2016. Т. 82. № 7. С. 6–15.

Каргин А.В., Бабарина И.И., Богатиков О.А. и др. Палеопротерозойские кимберлиты Кимозера (Карельский кратон): геолого-структурная позиция и геохимическая типизация // Докл. АН. 2015. Т. 465. № 1. С. 78–81.

Кулешевич Л.В. Редкоземельная минерализация Тикшеозерско-Елетьозерского щелочного комплекса (Северная Карелия) // Сб. Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: ГИ КарНЦ РАН, 2016. Вып. 18. С. 71–87.

Носова А.А., Возняк А.А., Богданова С.В. и др. Раннекемрийский сиенитовый и монцонитовый магматизм на юго-востоке Восточно-Европейской платформы: петрогенезис и тектоническая обстановка формирования // Петрология. 2019. Т. 27. № 4. С. 357–400.

Патнис А., Мак-Коннелл Дж. Основный черты поведения минералов. М.: Мир, 1983. 304 с.

Петрографический кодекс. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. 3-е издание. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 194 с.

Путинцева Е.В., Спиридонов Э.М. Древнейшие в России алмазоносные кимберлиты и метакимберлиты Кимозера, Карелия // Новые данные о минералах. 2016. Вып. 51. С. 62–95.

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

Родионов Н.В., Беляцкий Б.А., Антонов А.В. и др. Геохимические особенности и возраст бадделеита из карбонатитов шелочно-ультраосновного массива Тикшеозеро (Северная Карелия) // Докл. АН. 2009. Т. 564. № 4. С. 474–479.

Сафронова Г.П. Типохимические особенности породообразующих минералов Тикшеозерского массива (Северная Карелия) // Сб. Минералогия докембрия Карелии. Петрозаводск: Институт геологии Карельского филиала АН СССР, 1988. С. 22–41.

Светов С.А., Степанова А.В., Чаженгина С.Ю. и др. Прецизионный (ICP-MS, LA-ICP-MS) анализ состава горных пород и минералов на приметере раннедокембрийских мафитовых комплексов // Тр. КарНЦ. Сер. Геология докембрия. 2015. № 7. Р. 54–73.

Уэйджер Л.П., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 552 с.

Франтц Н.А. Щелочно–ультраосновные дайки Тикшеозерского карбонатитового массива (Северная Карелия) и их петрологическое значение // Вест. СПбГУ. Сер. 7. 2006. Вып. 3. С. 61–66.

Шарков Е.В. Формирование расслоенных интрузивов и связанного с ними оруденения. М.: Научный Мир, 2006. 364 с.

Шарков Е.В., Богина М.М. Эволюция магматизма палеопротерозоя – геология, геохимия, изотопия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14. № 4. С. 3–27.

Шарков Е.В., Чистяков А.В. Коронарные структуры в феррогабброидах Елетьозерского интрузивного комплекса (Северная Карелия, Россия) как свидетельство существования богатого Fe расплава. 1. Разновидности корон // Геохимия. 2017. № 6. С. 513–526.

Шарков Е.В., Беляцкий Б.В., Богина М.М. и др. Кристаллогенезис и возраст циркона из щелочных и основных пород Елетьозерского магматического комплекса, Северная Карелия // Петрология. 2015. Т. 23. № 3. С. 285–307.

Шарков Е.В., Чистяков А.В., Щипцов В.В. и др. Происхождение Fe-Ti-оксидной минерализации в среднепалеопротерозойском Елетьозерском сиенит-габбровом интрузивном комплексе (Северная Карелия, Россия) // Геология рудн. месторождений. 2018. Т. 60. № 2. С. 198–230.

Шарков Е.В., Чистяков А.В., Богина М.М. и др. Ультрамафит-щелочно-карбонатитовые комплексы как результат двухстадийного плавления мантийного плюма (на примере среднепалеопротерозойского Тикшеозерского интрузива, Северная Карелия, Россия) // Докл. АН. 2019. Т. 486. № 4. С. 460–465.

Шарков Е.В., Богина М.М., Чистяков А.В., Злобин В.Л. Эволюция крупных изверженных провинций в истории Земли (на примере восточной части Балтийского щита) // Вулканология и сейсмология. 2020. № 5. С. 51–66.

Щипцов В.В., Бубнова Т.П., Гаранжа А.В. и др. Геолого-технологическая и экономическая оценка ресурсного потенциала карбонатитов Тикшеозерского массива (формация ультраосновных щелочных пород и карбонатитов) // Сб. Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: ГИ КарНЦ, 2007. Вып. 10. С. 159–170.

Beccaluva L., Binchini G., Natali C., Siena F. The alkaline-carbonatite complex of jacupiranga (Brazil): Magma genesis and mode of emplacement // Gondwana Res. 2017. V. 44. P. 157–177.

Bell K., Tilton G.R. Nd, Pb and Sr Isotopic Compositions of East African carbonatites: Evidence for mantle mixing and plume inhomogeneity // J. Petrol. 2001. V. 42. № 10. P. 1927–1945.

Brey G.P., Kogarko L.N., Ryabchikov I.D. Carbon dioxide in kimberlitic melts // N. Jahrb. Mineral. Monatsh. 1991. № 4. P. 159–168.

Brooker R.A. The effect of CO_2 saturation on immiscibility between silicate and carbonate liquids: An experimental study // J. Petrol. 1998. V. 39. № 11–12. P. 1905–1915.

Chmyz L., Arnaud N., Biondi J.C. et al. Ar-Ar ages, Sr-Nd isotope geochemistry, and implications for the origin of the silicate rocks of the Jacupiranga ultramafic-alkaline complex (Brazil) // J. South Amer. Earth Sci. 2017. V. 77. P. 286—309.

Corfu F., Bayanova T., Shchiptsov V., Frantz N. U-Pb ID-TIMS age of the Tikshozero carbonatite: Expression of the 2.0 Ga alkaline magmatism in Karelia, Russia // Cent. Eur. J. Geosci. 2011. V. 3. № 3. P. 302–308.

Downes H. Formation and modification of the shallow subcontinental lithospheric mantle: A review of geochemical evidence from ultramafic xenolith suites and tectonically emplaced ultramafic massifs of Western and Central Europe // J. Petrol. 2001. V. 41. P. 233–250.

De La Roche H., Leterrier J., Grandclaude P., Marchal M. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1–R2 diagram and major-element analyses: Its relationships with current nomenclature // Chem. Geol. 1980. V. 29. P. 183–210.

Ernst R.E. Large igneous province. Cambridge: Cambridge University Press, 2014. 653 p.

Gill R. Igneous rocks and processes: A practically guide. Chichester: Wiley-Blackwell, 2010. 428 p.

French S.W., Romanowicz B. Broad plumes rooted at the base of the Earth's mantle beneath major hotspots // Nature. 2015. V. 525. P. 95–99.

Gualda, M.S., Ghiorso M.S., Lemons R.V., Carley T.L. Rhyolite-MELTS: A modified calibration of MELTS optimized for silica-rich, fluid-bearing magmatic systems// J. Petrol. 2012. V. 53. P. 875–890.

Hanski E.J., Huhma H., Melezhik V.A. New isotopic and geochemical data from the Paleoproterozoic Pechenga greenstone belt, NW Russia: Implication for basin development and duration of volcanism // Precambrian Res. 2014. V. 245. P. 51–65.

Hart S.H., Dunn T. Experimental *Cpx*/melt partitioning of 24 trace elements // Contrib. Mineral. Petrol. 1993. V. 113. P. 1–8.

Hutton C.J., Sharpe M.R. Significance and origin of boninite-like rocks associated with the Bushveld complex // Boninites and Related Rocks. Ed. A.J. Crawford. London: Unvin Hyman, 1989. P. 174–207.

Ionov D.A., O'Reily S.Y., Genshaft Y.S., Kopylova M.G. Carbonate-bearing mantle peridotite xenoliths from Spitsbergen: phase relationships, mineral composition and trace-element residence // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 125. № 4. P. 375–392.

Kjarsgaard B.A., Hamilton D.L. Liquid immiscibility and the origin of alkali-poor carbonatites // Mineral. Mag. 1988. V. 52. P. 43–55.

Kogarko L.N., Veselovskiy R. Geodynamic origin of carbonatites from the absolute paleotectonic reconstructions // J. Geodynaics. 2019. V. 125. P. 13–21.

Kogarko L.N., Zartman R.E. A Pb isope investigation of the Guli massif, Maimecha-Kotuy alkaline-ultramafic complex, Siberian flood basalt province, Polar Siberia // Mineral. Petrol. 2007. V. 89. P. 113–132.

Lee W.J., Wyllie P.J. Liquid immiscibility between nephelinite and carbonatite from 1.0 to 2.5 GPa compared with mantle melt compositions // Contrib. Mineral. Petrol. 1997. V. 127. P. 1–16

Ma G.S.-K., Wang K.L., Malpas J. et al. Melt-pockets and spongy clinopyroxenes in mantle xenoliths // Eds A. Khan, F. Deschamps. The Earth's Heterogeneous Mantle. Heidelberg: Springer International Publishing, 2015. P. 205–257.

Mann U., Marks M., Markl G. Influence of oxygen fugacity on mineral compositions in peralkaline melts: Influence of oxygen fugacity on mineral compositions in peralkaline melts the Katzenbuckel Volcano, Southwest Germany // Lithos. 2006. V. 91. P. 262–285.

Marks M., Markl G. Fractionation and assimilation processes in the alkaline augite syenite unit of the Ilimaussaq intrusion, South Greenland, as deduced from phase equilibria // J. Petrol. 2001. V. 42. P. 1947–1969.

Martin L., Schmidt M.W., Mattson H.B., Gunther D. Element partitioning between immiscible carbonatite and silicate melts for dry and H_2O-bearing systems at 1–3 GPa // J. Petrol. 2013. V. 54. P. 2301–2338.

Maruyama S. Plume tectonics // J. Geol. Soc. Japan. 1994. V. 100. P. 24–49.

McDonoug W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 223–253

McKenzie D., O'Nions R.K. Partial melt distributions from inversion of rare Earth element concentrations // J. Petrol. 1991. V. 32. P. 1021–1091.

Nelson D.R., Chivas A.R., Chappell B.W., McCulloch M.T. Geochemical and isotopic systematics in carbonatites and implications for the evolution of ocean-island sources // Geochim. Cosmochim Acta. 1988. V. 52. P. 1–17.

Nykanen J., Laajoki K., Karhu J.A. Geology and geochemistry of the Early Proterozoic Kortejarvi and Laivajoki carbonatites, Central Fennoscandian Shield, Finland // Bull. Geol. Soc. Finland. 1997. V. 9. № 1–2. P. 5–30.

O'Hara M.J. The bearing of phase equilibria studies on the origin and evolution of basic and ultrabasic rocks // Earth Sci. Rev. 1968. V. 4. P. 69–133.

Potter N.J., Kamenetsky V.S., Simonetti A., Goemann K. Different types of liquid immiscibility in carbonatite magmas: A case study of the Oldoinyo Lengai // Chem. Geol. 2017. V. 455. P. 376–384.

Priyatkina N., Khudoley A.K., Ustinov V.N., Kullerude K. 1.92 Ga kimberlitic rocks from Kimozero, NW Russia: Their geochemistry, tectonic setting, and unusual field occurrence // Precambrian Res. 2014. V. 249. P. 162–179.

Ridolfi F., Renzulli A. Calcic amphibolites in calc-alkaline and alkaline magmas: Thermobarometric and chemometric empirical aquations valid up to 1.130°C and 2.2 GPa // Contrib. Mineral Petrol. 2012. V. 163. P. 877–895.

Ruberti E., Enrich G.E.R., Azzone R.G. et al. The Banhadao alkaline complex, southeastern Brazil: Source and evolution of potassic SiO_2-undersaturated high-Ca and low-Ca magmatic series // Mineral. Petrol. 2012. V. 104. P. 63–80.

Rudnick R.L., Fountain D.M. Nature and composition of the continental crust: A lower crustal perspective // Rev. Geophys. 1995. V. 33. P. 267–309.

Rukhlov A.S., Bell K., Amelin Y. Carbonattes, isotopes and evolution of the subcontinental mantle: An overview // Symposium on strategic and critical materials proceedings. British Columbia Geol. Survey. 2015. Paper 2015-3. P. 39–64.

Ryabchikov I.D., Sharkov E.V., Kogarko L.N. Rhönite from mantle peridotites in Syria // Bull. Tethys Geol. Soc. Cairo. 2010. V. 6. P. 120–126

Sharkov E., Bogina M., Chistyakov A. Magmatic systems of large continental igneous provinces // Geosci. Front. 2017. V. 8. № 4. P. 621–640.

Smith P.M., Asimov P.D. Adiabat_1ph: A new front-end to the MELTS, pMELTS, and pHMELTS models // Geochem. Geophys. 2005. V. 6. P. Q02004.

Tichomirowa M., Grosche G., Götze J. et al. The mineral isotope composition of two Precambrian carbonatite complexes from the Kola Alkaline Province – Alteration versus primary magmatic signatures // Lithos. 2006. V. 91. P. 229–249.

Tichomirowa M., Whitehouse M.J., Gerdes A. et al. Different zircon recrystallization types in carbonatites caused by magma mixing: Evidence from U-Pb dating, trace element and isotope composition (Hf and O) of zircons from two Precambrian carbonatites from Fennoscandia // Chem. Geol. 2013. V. 353. P. 173–198.

Tuttle O.F., Gittins J. Carbonatites. New York: Wiley Interscience, 1966.

Verwoerd W.J., Du Toit M.C. The Phalaborwa and Schiel complexes // The Geology of South Africa. Eds. M.R. Johnson, C.R. Anhaeusser, R.J. Thomas. Iohannesburg/Council for Geosciences, Pretoria. 2006. P. 291–318.

Wang C.Y., Zhou M.-F. New textural and mineralogical constraints on the origin of the Hongge Fe-Ti-V oxide deposit, SW China // Mineral. Deposita. 2013. V. 48. P. 787–798.

Weidendorfer D., Schmidt M.W., Mattsson H.B. Fractional crystallization of Si-undersaturated alkaline magmas leading to unmixing of carbonates on Brava Island (Cape Verde) and a general model of carbonatite genesis in alkaline magma suites // Contrib. Mineral. Petrol. 2016. V. 171. 1–29.

Whitney D.L., Evans B.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals // Amer. Mineral. 2010. V 95. P. 185–187.

Wooley A.R., Church A.A. Extrusive carbonatites: A brief review // Lithos. 2005. V. 85. P. 1–14.

Wooley A.R., Kjarsgaard B.A. Carbonatite occurrences of the workd: Map and database // Geol. Survey Canada. Open File 5796. 2008.

Wu F.-Y., Yang Y.-H., Li Q.-L. et al. In situ determination of U-Pb ages and Sr-Nd-Hf isotopic constraints on the petrogenesis of the Phalaborwa carbonatite Complex, South Africa // Lithos. 2011. V.127. P. 309–322.

Wyllie P.J. Origin of carbonatites: Evidence from phase equilibrium studies // Ed. K. Bell. Carbonatites: Genesis and Evolution. London: Unwin Hyman, 1989. P. 500–545.

Wyllie P.J., Lee W.-J. Kimberlites, carbonatites, peridotites and silicate-carbonate liquid immiscibility explained in parts of the system CaO–(Na_2O + K_2O)–(MgO + FeO)–(SiO_2 + Al_2O_3) // Proc. 7th International Kimberlite Conference. Cape Town: Red Roof Design, 1999. P. 912–932.

Yaxley G.M., Crawford A.J., Green D.H. Evidence for carbonatote metasomatism in spinel peridotite xenoliths from western Victoria, Australia // Earth Planet. Sci. Lett. 1991. V. 107. P. 305–317.

Petrology of the Mid-Paleoproterozoic Tiksheozero Ultramafic-Alkaline-Carbonatite Complex (Northern Karelia)

E.V. Sharkov[1], A. V. Chistyakov[1], M. M. Bogina[1], V. V. Shchiptsov[2], B. V. Belyatsky[3], and P. V. Frolov[2]

[1]*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

[2]*Institute of Geology, Karelian Research Centre, Russian Academy of Sciences, Petrozavodsk, Karelia*

[3]*Center for Isotopic Research, Karpinskii All-Russia Geological Research Institute, St. Petersburg, Russia*

The paper reports first comprehensive geological, petrographic, mineralogical, and geochemical data on one of the world's largest Tiksheozero ultramafic-alkaline-carbonatite complex (~1.99 Ga), which belongs to the Mid-Paleoproterozoic igneous province of the Baltic Shield. The complex was formed in three intrusive phases. The first phase is composed of the rocks of normal alkalinity: dunites, wehrlites, clinopyroxenites, and gabbro. The rocks of the second phase include mainly alkaline ultramafic rocks represented by jacupirangites (alkaline clinopyroxenites) and foidolites (melteigites, ijoliltes, and urtites), with subordinate olivinites, alkaline gabbro, and nepheline syenites. The third intrusive phase is represented by carbonatites. Geochemical and mineralogical data indicate that all three phases were formed independently and are not the differentiation products of a single primary melt. It is shown that nepheline syenites were obtained through foidolite fractionation. A model of formation of such complexes through decompressional melting of carbonate-bearing mantle plume head is proposed.

Keywords: alkaline-ultramafic massifs with carbonatites, large igneous province (LIP), mantle plume, ultramafic rocks, foidolites, nepheline syenites, carbonatites, intrusive phases, carbonatite fluid

ПЕТРОЛОГИЯ, 2021, том 29, № 5, с. 508–535

УДК 552.11+551.25

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ СОСТАВОВ БАЗАЛЬТОВ АРХЕЯ И ФАНЕРОЗОЯ: ВОЗМОЖНОСТИ И ОГРАНИЧЕНИЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ ПО ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

© 2021 г. С. Д. Великославинский[a], *, Д. П. Крылов[a], А. Б. Котов[a], В. П. Ковач[a], Е. В. Толмачева[a], Т. М. Сковитина[b], **

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

[b] *Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия*

**e-mail: sd1949@yandex.ru*

***e-mail: skovit71@gmail.com*

Поступила в редакцию 07.12.2020 г.
После доработки 11.01.2021 г.
Принята к публикации 28.01.2021 г.

Проведено сопоставление химических составов фанерозойских базальтов всех известных геодинамических обстановок (срединно-океанические хребты, океанические плато, океанические острова, островные дуги, задуговые бассейны и предуговые прогибы, континентальные рифты, крупные магматические провинции) и архейских базальтов, включая базальты зеленокаменных поясов и высокометаморфизованных гнейсовых комплексов. С помощью линейного дискриминантного анализа показано, что по содержанию наименее подвижных главных и малых элементов архейские базальты значительно отличаются от базальтов фанерозоя. В связи с этим выявлено, что геохимическая систематика фанерозойских базальтов в большинстве случаев не может использоваться для реконструкций геодинамических обстановок формирования архейских базальтов. Полученные результаты проиллюстрированы на примере мезоархейских базальтов Олондинского фрагмента Токко-Ханинского зеленокаменного пояса.

Ключевые слова: геохимические характеристики базальтов, геодинамические обстановки, дискриминантный анализ, архей, фанерозой, Алданский щит, Олондинский фрагмент Токко-Ханинского зеленокаменного пояса

DOI: 10.31857/S0869590321050083

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время практически все геодинамические реконструкции не обходятся без анализа геохимических характеристик магматических пород. Основой геохимических методов распознавания геодинамических обстановок формирования изверженных пород (использование разнообразных тектономагматических диаграмм, спайдер-диаграмм или каких-либо других способов обработки и представления геохимических данных) является сопоставление геохимических особенностей исследуемых магматических пород с таковыми фанерозойских магматических пород, образование которых протекало в известных геодинамических обстановках. Такой подход представляется вполне приемлемым для реконструкций палеогеодинамических обстановок формирования фанерозойских изверженных пород. Однако его правомерность для определения палеогеодинамических обстановок образования раннедокембрийских, и особенно архейских, изверженных пород не очевидна, так как их геохимические характеристики могут существенно отличаться от таковых их возможных фанерозойских аналогов (например, Великославинский и др., 2018а). В этом случае все геодинамические выводы, основанные, например, на сходстве составов архейских базальтов с составами фанерозойских базальтов той или иной геодинамической обстановки по ограниченному и заранее заданному набору геохимических параметров, могут оказаться некорректными. Имеющиеся в литературе данные также неоднозначны. В частности, результаты некоторых исследований (Barnes et al., 2012; Keller, Schoene, 2018; Barnes, Arnd, 2019) позволяют предполагать как уникальность химического состава архейских базальтов, так и их сходство с фанерозойскими базальтами крупных магматических провинций. Цель настоящей работы – сравнительный анализ

особенностей химического состава архейских базальтов и фанерозойских базальтов всех известных геодинамических обстановок на основе методов многомерного статистического анализа.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Фанерозойские базальты (n = 45074). Выборка в основном представлена результатами анализов, рассмотренных ранее (Великославинский, Крылов, 2014). Дополнительно использованы данные, опубликованные позднее 2014 г. (преимущественно из базы данных GEOROC – http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/). Кроме того, выборка дополнена результатами анализов базальтов океанических плато, преддуговых прогибов и задуговых бассейнов, а также базальтов фанерозойских орогенов, интерпретируемых как базальты палеоостровных дуг. Таким образом, фанерозойские базальты представлены базальтами современных океанических хребтов (n = 9528), позднемезозойскими базальтами океанических плато (n = 1387), базальтами современных островных дуг (n = 5154), преддуговых прогибов (n = 902), задуговых бассейнов (n = 2560), фанерозойскими базальтами палеоостровных дуг (n = 716), а также фанерозойскими внутриплитными базальтами (n = 22722).

Архейские базальты (n = 6489). В выборку архейских базальтов включены, в первую очередь, результаты анализов базальтов архейских зеленокаменных поясов, базитовых даек, а также амфиболитов и кристаллических сланцев, протолитами которых предположительно были базальты гранит-зеленокаменных и высокометаморфизованных гнейсовых областей. Выборка составлена, главным образом, на базе данных GEOROC, а также оригинальных данных авторов (преимущественно Алданский щит и Джугджуро-Становой супертеррейн Центрально-Азиатского складчатого пояса).

Эоархейские базальты (>3.8 млрд лет, n = 265) представлены базальтами зеленокаменных поясов Северо-Атлантического кратона (Гренландия, n = 208) и Канадского щита (провинция Сьюпериор, n = 21), а также амфиболитами гнейсового комплекса Акаста (Канадский щит, провинция Слейв, n = 36).

Палеоархейские базальты (3.2–3.8 млрд лет, n = 725). В выборку палеоархейских базальтов включены, главным образом, базальты зеленокаменных поясов кратона Каапваль (n = 291), Северо-Атлантического кратона (Гренландия, n = 149), кратона Пилбара (Австралия, n = 93), Индийского щита (n = 69), Северо-Китайского кратона (n = 25) и амфиболиты Охотского массива (n = 49).

Мезоархейские базальты (2.8–3.2 млрд лет, n = 1331). В этой выборке преобладают базальты гнейсовых комплексов и зеленокаменных поясов Алданского щита и Джугджуро-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса (n = 623), базальты зеленокаменных поясов Северо-Атлантического кратона (Гренландия (n = 296), Канадского щита (провинция Сьюпериор, n = 155), Балтийского щита (n = 74) и Восточно-Австралийского кратона (n = 73).

Неоархейские базальты (2.5–2.8 млрд лет, n = 3334) составляют основной объем выборки архейских базальтов. В ней доминируют базальты зеленокаменных поясов Канадского щита (n = 1093). Также широко представлены базальты зеленокаменных поясов Балтийского щита (n = 805), Индийского щита (n = 571), Северо-Китайского кратона (n = 404), Западно-Австралийского кратона (n = 314), Африканского щита (n = 282) и Амазонского кратона (n = 90).

Исследования сводились преимущественно к сравнению геохимических характеристик архейских и фанерозойских базальтов. При этом основным инструментом послужил линейный дискриминантный анализ (наиболее распространенный алгоритм, предполагающий разные объемы сравниваемых выборок и сходство их ковариационных матриц). На первом этапе сравнивались обобщенные выборки архейских и фанерозойских базальтов по содержанию наименее подвижных петрогенных элементов, которые к тому же обеспечивают максимальные объемы сравниваемых выборок, а соответственно и их представительность. Далее сопоставлялись обобщенные выборки архейских базальтов с фанерозойскими базальтами различных геодинамических обстановок с использованием наиболее инертных главных и малых элементов по отдельности. С целью определения возможного временного рубежа, начиная с которого различия в химическом составе докембрийских и фанерозойских базальтов нивелируются, сравнивались протерозойские базальты с базальтами фанерозоя. И, наконец, в качестве примера были сопоставлены составы мезоархейских базальтов достаточно хорошо изученного Олондинского тектонического фрагмента Токко-Ханинского зеленокаменного пояса Чара-Олекминского геоблока Алданского щита с их возможными фанерозойскими аналогами.

СРАВНЕНИЕ СОСТАВОВ АРХЕЙСКИХ БАЗАЛЬТОВ И ФАНЕРОЗОЙСКИХ БАЗАЛЬТОВ РАЗЛИЧНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК

Результаты дискриминантного анализа обобщенных выборок архейских и фанерозойских базальтов с использованием петрогенных элементов (TiO_2, Al_2O_3, FeO, MgO и CaO) показаны на рис. 1а. Наиболее подвижные при метаморфизме щелочные элементы из рассмотрения исключены. Хотя

следует отметить, что выбор в качестве аргументов дискриминантной функции инертных компонентов является во многом излишней предосторожностью, поскольку, если метаморфические преобразования аллохимичны, то в той или иной степени меняются содержания всех, в том числе и малоподвижных элементов. В качестве примера можно рассмотреть весьма распространенный процесс окварцевания. Допустим, что этот процесс определяется только привносом кремнезема. В этом случае содержания всех остальных элементов уменьшаются за счет увеличения массы преобразованной породы. Иными словами, содержания неподвижных элементов при метаморфических преобразованиях остаются постоянными только в случае равенства масс протолита и метаморфической породы, что далеко не очевидно.

Из приведенных на рис. 1а данных следует, что подавляющее большинство архейских базальтов (около 85%) по содержанию выбранных инертных элементов значительно отличается от фанерозойских базальтов. Это может свидетельствовать об уникальности архейских базальтов и отсутствию оснований для геодинамических реконструкций путем сравнения с фанерозойскими базальтами. Наблюдаемые различия могут быть обусловлены как аллохимическими метаморфическими преобразованиями архейских базальтов, так и их формированием в специфических условиях.

Некоторая часть архейских базальтов тем не менее обнаруживает сходство с фанерозойскими базальтами (15% – область пересечения выборок на рис. 1а). В связи с этим для более корректного обоснования геохимической индивидуальности архейских базальтов и с целью поиска возможных их фанерозойских аналогов представляется необходимым сравнить архейские базальты с фанерозойскими базальтами всех известных геодинамических обстановок. Проведено сопоставление химических составов архейских базальтов с современными базальтами срединно-океанических хребтов (рис. 2), современными и кайнозойскими базальтами островных дуг (рис. 3), современными и кайнозойскими базальтами океанических островов (рис. 4), фанерозойскими базальтами крупных магматических провинций (рис. 5, 6), базальтами современных задуговых бассейнов (рис. 7), базальтами современных преддуговых прогибов (рис. 8), фанерозойскими базальтами континентальных рифтовых зон (рис. 9) и позднемезозойскими базальтами океанических плато (рис. 10). С целью минимизации эффекта метаморфических преобразований сопоставление химического состава архейских и фанерозойских базальтов выполнено с использованием содержаний преимущественно неподвижных и малоподвижных главных и малых элементов. Из полученных данных вытекают следующие выводы. Среди архейских базальтов практически полностью (на 5% уровне значимости) отсутствуют базальты, идентичные по химическому составу MORB (рис. 2) (при этом архейские базальты обеднены относительно MORB тяжелыми РЗЭ и характеризуются более высокими концентрациями Rb, Th, Ba (рис. 2в, 2г)), OIB (рис. 4), которые относительно архейских базальтов значительно обогащены практически всеми химическими элементами (рис. 4в, 4г), кроме тяжелых РЗЭ (Er, Tm, Yb, Lu), и также базальтам континентальных рифтов (рис. 8), химический состав которых близок к OIB (рис. 4в, 4г, 8в, 8г). Несколько менее контрастны химические составы архейских базальтов и базальтов современных островных дуг. Несмотря на некоторое сходство полей их составов (рис. 3в, 3г), область пересечения фигуративных точек не превышает 10% (рис. 3а, 3б). Следует отметить, что помимо более низких содержаний Ba и Sr (рис. 3в, 3г) архейские базальты также значительно отличаются от базальтов островных дуг повышенным содержанием FeO* и пониженным Al_2O_3. Отсутствие среди архейских базальтов пород, идентичных базальтам островных дуг, может означать отсутствие (или крайне ограниченное распространение) развитых островных дуг, а следовательно, и задуговых бассейнов в архее. Действительно, архейские базальты и базальты современных задуговых бассейнов обнаруживают существенные геохимические различия (рис. 7).

В крупных магматических провинциях развиты как высоко-Ti базальты, практически идентичные по составу OIB (рис. 4в, 5в), так и низко-Ti разности, имеющие некоторое сходство с базальтами островных дуг (рис. 3в, 6в). Количественное соотношение низко-Ti и высо-Ti базальтов в разных провинциях варьирует в широких пределах. Например, среди траппов Сибири и траппов Кару преобладают (60–70%) низко-Ti ($TiO_2 < 1.5$ мас. %) разности, в Северо-Атлантической магматической провинции количество низко-Ti и высоко-Ti базальтов примерно одинаково, а в Мадагаскарской, Эфиопской провинциях и провинциях Эмейшань, Декан, Колумбия-Ривер-Снейк-Ривер-Плэйн преобладают (80–90%) высоко-Ti базальты. Хотя доля высоко-Ti ($TiO_2 > 1.5$ мас. %) базальтов в общей выборке архейских базальтов составляет всего лишь 15%, представляется правильным сравнить химические составы низко-Ti и высоко-Ti базальтов архея с соответствующими фанерозойскими базальтами крупных магматических провинций. Результаты такого сравнения показаны на рис. 5 и 6. Как и следовало ожидать, высоко-Ti базальты крупных магматических провинций фанерозоя и архейские базальты обнаруживают значительные различия. Область пересечения фигуративных точек их составов (рис. 5а, 5б) не превышает 10%. Этот вывод подтверждается и различиями в средних содержаниях Th, Nb, Ta, P, Hf, легких РЗЭ и более

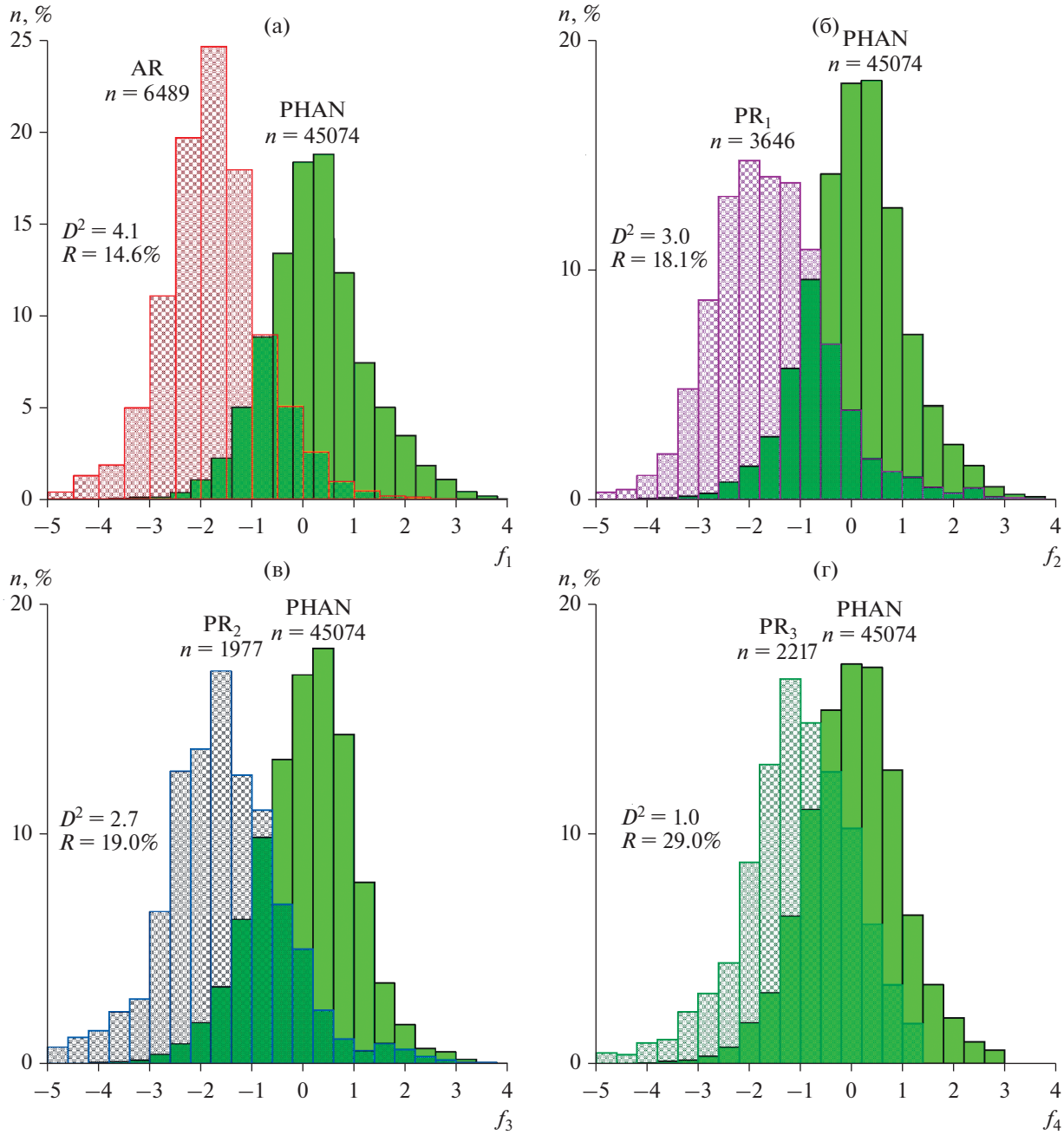


Рис. 1. Результаты дискриминантного анализа.
(а) – архейских (AR) и фанерозойских (PHAN) базальтов, (б) – палеопротерозойских (PR_1) и фанерозойских (PHAN) базальтов, (в) – мезопротерозойских (PR_2) и фанерозойских (PHAN) базальтов, (г) – неопротерозойских (PR_3) и фанерозойских (PHAN) базальтов.
Здесь и на последующих рисунках: R – средневзвешенный риск неправильной классификации (оценка величины области пересечения сравниваемых выборок); n, % – относительный объем выборки; D^2 – обобщенное расстояние Махаланобиса, $f_1, f_2, \ldots f_{30}$, а также D_x и D_y – дискриминантные функции, формулы расчета которых приведены в табл. 1.

дифференцированным распределением РЗЭ в базальтах крупных магматических провинций фанерозоя. Различия между низко-Ti базальтами (рис. 6) несколько меньше, но также весьма существенны (область пересечения их составов около 15%), несмотря на близость средних содержаний химических элементов (рис. 6в, 6г).

Сопоставление химических составов архейских базальтов и базальтов крупных магматических провинций в областях развития океанической коры (океанические плато) представляется более актуальным, поскольку в последнее время многие исследователи в качестве фанерозойских аналогов архейских базальтов рассматривают именно базальты

Таблица 1. Список дискриминантных функций, использованных в работе

Дискриминируемые объекты	Дискриминантная функция	D^2
AR-PHAN	$f_1 = 1.46TiO_2 + 0.16Al_2O_3 - 0.45FeO^* + 0.02MgO + 0.14CaO - 1.79$	4.1
PR_1-PHAN	$f_2 = 1.35TiO_2 + 0.15Al_2O_3 - 0.45FeO^* + 0.08MgO + 0.25CaO + 2.86$	3.0
PR_2-PHAN	$f_3 = 1.01TiO_2 - 0.19Al_2O_3 - 0.69FeO^* - 0.05MgO + 0.21CaO + 6.60$	2.7
PR_3-PHAN	$f_4 = 1.23TiO_2 + 0.07Al_2O_3 - 0.47FeO^* - 0.002MgO + 0.37CaO - 2.25$	1.0
AR-MORB	$f_5 = 2.19TiO_2 - 0.4FeO^* + 0.01La + 0.452Yb + 0.27MgO + 0.25CaO + 0.10Al_2O_3 + 0.006\,Zr - 0.038Nd - 0.02Ce + 0.048Sm - 0.008Nb - 5.32$	8.5
AR-ARC	$f_6 = -0.65TiO_2 - 0.30Al_2O_3 + 0.22FeO^* - 0.56MgO - 0.06CaO - 0.0030Sr - 0.031Y - 0.0075Zr + 0.044Nb - 0.001Ba - 0.021La + 0.029Ce + 0.056Nd - 0.34Sm + 0.32Eu + 0.22Yb + 0.098Hf + 0.23Ta + 5.1$	5.0
AR-OIB	$f_7 = 1.48TiO_2 - 0.23FeO^* + 0.24MgO + 0.13Al_2O_3 + 1.06Eu - 0.074Nd + 0.005Zr + 0.10CaO - 0.166Yb + 0.008Nb + 0.09Sm - 0.0048Ce - 0.0036La - 5.85$	14.4
AR-LIPs ($TiO_2 < 1.5$ мас. %)	$f_8 = -3.20TiO_2 - 0.21Al_2O_3 + 0.31FeO^* - 0.32MgO - 0.22CaO - 0.028Y - 0.017Zr + 0.0013Nb - 0.05La + 0.003Ce + 0.07Nd + 0.0122Sm - 0.16Eu + 0.123Yb + 8.85$	3.6
AR-LIPs ($TiO_2 > 1.5$ мас. %)	$f_9 = 1.05TiO_2 + 0.21Al_2O_3 - 0.42FeO^* + 0.14MgO + 0.17CaO + 0.064Y + 0.002Zr - 0.007Nb + 0.031La - 0.019Ce - 0.02Nd - 0.012Sm + 0.6Eu - 0.72Yb - 3.60$	6.5
AR-RIFT	$f_{10} = -1.63TiO_2 + 0.26FeO^* - 0.003Nb - 0.16MgO - 0.18Al_2O_3 - 0.003Zr + 0.05CaO - 0.106Eu + 0.12Yb + 0.007Ce - 0.01La - 0.015Sm + 3.77$	12.1
AR-BAB	$f_{11} = 1.24TiO_2 + 0.2Al_2O_3 - 0.46FeO^* + 0.13MgO + 0.11CaO + 0.024Y + 0.0095Zr + 0.05La - 0.07Ce + 1.05Eu - 2.62$	5.3
AR-OP	$f_{12} = -2.18TiO_2 - 0.05Al_2O_3 + 0.36FeO^* - 0.21MgO - 0.15CaO - 0.018Y - 0.005Zr - 0.02Nb + 0.08La - 0.018Ce + 0.06Nd + 0.019Sm - 1.12Eu + 0.21Yb + 2.69$	3.7
AR-FAB	$f_{13} = -0.51TiO_2 + 0.14Al_2O_3 + 0.49FeO^* + 0.23MgO + 0.14CaO - 0.019Y + 0.007Zr - 0.032Nb - 0.079La + 0.087Ce - 0.0012Nd + 0.12Sm - 1.02Eu - 0.08Yb - 10.27$	1.3
AR-Олондо	$f_{14} = -0.51TiO_2 + 0.07Al_2O_3 - 0.17FeO^* - 0.03MgO - 0.28CaO + 0.009Y - 0.006Zr + 0.008Nb + 0.044La - 0.026Ce + 0.01Nd - 0.05Sm + 1.52Eu + 0.21 + 2.68$	0.68
Олондо-LIPs ($TiO_2 < 1.8\%$)	$f_{15} = 2.03TiO_2 - 0.12Al_2O_3 - 0.71FeO^* + 0.05MgO + 0.01CaO + 6.52$	3.1
Олондо-LIPs ($TiO_2 > 1.8$ мас. %)	$f_{16} = 1.31TiO_2 - 0.10Al_2O_3 - 0.6FeO^* - 0.04MgO - 0.06CaO + 6.36$	4.4
MORB-(ARC + WPB)	$f_{17} = -0.26TiO_2 + 0.19Al_2O_3 + 0.42FeO^* - 0.04MgO - 0.24CaO - 0.019Y + 0.00006Zr - 0.005Nb + 0.0176La - 0.0175Ce + 0.051Nd + 0.079Sm + 0.0196Eu - 1.024Yb - 2.67541$	6.6
ARC-WPB	$f_{18} = -0.69TiO_2 + 0.32Al_2O_3 - 0.07FeO^* - 0.04MgO + 0.09CaO - 0.01Y - 0.002Zr - 0.007Nb - 0.002La - 0.007Ce + 0.025Nd + 0.063Sm - 0.088Eu - 0.019Yb - 2.54$	6.4
Олондо-LIPs ($TiO_2 < 1.8$ мас. %)	$f_{19} = 2.41TiO_2 + 0.06Al_2O_3 - 0.55FeO^* + 0.23MgO + 0.071Y + 0.0022Zr - 0.0126Nb - 0.026La + 0.035Ce - 0.074Nd + 0.13Sm + 0.25Eu + 0.12Yb - 2.31888$	4.3
Олондо-ARC	$f_{20} = 1.934TiO_2 + 0.17Al_2O_3 - 0.63FeO^* + 0.005MgO + 0.02Y - 0.016Zr - 0.054Nb - 0.02La - 0.012Ce + 0.054Nd + 0.23Sm + 0.77Eu - 0.38Yb + 0.77$	5.9
MORB-BAB-Олондо	$f_{21} = -2.69TiO_2 + 0.23Al_2O_3 + 0.82FeO^* - 0.3MgO - 0.03CaO - 0.25Y + 0.017Zr - 0.62Nb + 0.11La + 0.13Ce + 0.23Nd + 0.83Sm - 1.67Eu + 0.104Yb + 1.01Th - 2.87$	
	$f_{22} = -2.85TiO_2 + 0.24Al_2O_3 + 1.29FeO^* + 0.56MgO + 0.18CaO - 0.07Y + 0.10Zr - 0.11Nb - 0.84La + 1.08Ce - 1.81Nd + 3.32Sm - 1.66Eu - 1.36Yb - 0.18Th - 19.77$	

Таблица 1. Окончание

Дискриминируемые объекты	Дискриминантная функция	D^2
ARC-FAB-Олондо	$f_{23} = -2.19TiO_2 + 0.4Al_2O_3 + 0.47FeO^* + 0.1MgO + 0.15CaO - 0.006Y - 0.029Zr + 0.187Nb + 0.05La + 0.18Ce + 0.072Nd + 0.11Sm + 3.21Eu - 1.37Yb + 0.4Th - 12.40$	
	$f_{24} = 2.42TiO_2 + 0.05Al_2O_3 - 0.72FeO^* + 0.08MgO - 0.16CaO + 0.007Y - 0.06Zr - 0.31Nb + 0.24La - 0.33Ce + 0.25Nd - 0.6Sm + 6.53Eu - 0.44Yb - 0.13Th + 5.67$	
WPB-Олондо	$f_{25} = -0.35MgO - 0.31CaO - 2.29TiO_2 - 0.25Al_2O_3 - 0.18Y + 0.27FeO^* + 0.07Zr - 0.17La - 0.21Eu - 0.15Nb - 0.21Nd + 12.09$	3.1
OP-Олондо	$f_{26} = 1.46TiO_2 - 0.06Al_2O_3 - 0.72FeO^* + 0.2MgO - 0.09CaO - 0.001Y - 0.024Zr + 0.77Nb - 0.36La - 0.45Ce + 0.35Nd - 1.62Sm + 9.12Eu + 0.33Yb - 0.63Th + 3.07$	10.0
Амфиболиты-базальты	$f_{27} = -0.95TiO_2 + 0.47Al_2O_3 + 0.44FeO^* + 0.18MgO - 0.14CaO - 9.73$	0.46
Амфиболиты-базальты	$f_{28} = 0.19TiO_2 - 0.19Al_2O_3 + 0.06FeO^* - 0.07MgO + 0.07CaO + 0.035Y + 0.0017Zr + 0.00009Nb + 0.021La - 0.006Ce + 0.01Nd - 0.04Sm + 0.06Eu - 0.73Yb + 1.79$	
$AR_{низко\text{-}Th}$-$LIPs_{низко\text{-}Th}$	$f_{29} = -1.46TiO_2 - 0.22Al_2O_3 + 0.17FeO^* - 0.28MgO - 0.19CaO - 0.02Y - 0.006Zr - 0.0009Nb - 0.08La + 0.053Ce + 0.03Nd - 0.09Sm - 0.79Eu + 0.22Yb - 0.08Th + 8.39$	4.8
$AR_{низко\text{-}Th}$-$OP_{низко\text{-}Th}$	$f_{30} = 2.29TiO_2 + 0.06Al_2O_3 - 0.33FeO^* + 0.25MgO + 0.15CaO + 0.015Y + 0.013Zr + 0.09Nb + 0.037La - 0.07Ce - 0.055Nd - 0.03Sm + 1.74Eu - 0.27Yb - 2.26Th - 3.52$	4.6
	$D_x = 176.94SiO_2 - 1217.77TiO_2 + 154.51Al_2O_3 - 63.1FeO^* - 15.69MgO + 372.43CaO + 104.41Na_2O - 19.96K_2O - 873.69P_2O_5 - 11721.488$	3.0
	$D_y = 94.39SiO_2 - 103.3TiO_2 + 417.98Al_2O_3 - 55.63FeO^* + 57.61MgO + 118.42CaO + 502.02Na_2O + 6.37K_2O + 415.31P_2O_5 - 13724.66$	2.5

Примечание. Содержания главных элементов в мас. %, микроэлементов – в г/т, $FeO^* = 0.9Fe_2O_3 + FeO$. Сокращения и другие обозначения – в подписях к рисункам.

океанических плато. Анализ геохимических данных для базальтов океанических плато показал, что наиболее близкими к архейским базальтам являются составы базальтов Каррибско-Колумбийского плато, поднятия Шатского, плато Онтонг-Ява и Врангеллия. Поэтому архейские базальты сравнивались только с базальтами вышеперечисленных океанических плато. Несмотря на сходство средних содержаний малых элементов в архейских базальтах и фанерозойских базальтах океанических плато (рис. 10в, 10г), различия в их химическом составе, согласно результатам дискриминантного анализа (рис. 10а, 10б), весьма существенны, хотя и несколько меньше чем в составах архейских и базальтов крупных магматических континентальных провинций фанерозоя.

Аналитические данные для базальтов преддуговых прогибов, излияние которых связывается с самыми начальными стадиями субдукции, предшествующими формированию нормальных островодужных лав (Reagan et al., 2010 и др.), к сожалению, немногочисленны. Анализ этих данных показал, что наиболее близкими к архейским базальтам являются базальты преддуговых прогибов дуги Тонга, Изу-Бонинской и Марианской дуг. На рис. 8 представлены результаты сравнения химического состава архейских базальтов и базальтов перечисленных преддуговых прогибов. Согласно этим данным, химический состав значительной части архейских базальтов соответствует составу базальтов преддуговых прогибов.

СРАВНЕНИЕ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ПРОТЕРОЗОЙСКИХ И ФАНЕРОЗОЙСКИХ БАЗАЛЬТОВ

В предыдущем разделе было показано, что архейские базальты по химическому составу значительно отличаются от фанерозойских базальтов и, по-существу, представляют собой самостоятельные геохимические типы базальтов. Для оценки возрастного рубежа, начиная с которого геохимические различия докембрийских и фанерозойских базальтов становятся незначительными, было проведено сравнение палео-, мезо- и неопротерозойских базальтов с фанерозойскими базальтами, результаты которого показаны на рис. 1б, 1в, 1г. Макси-

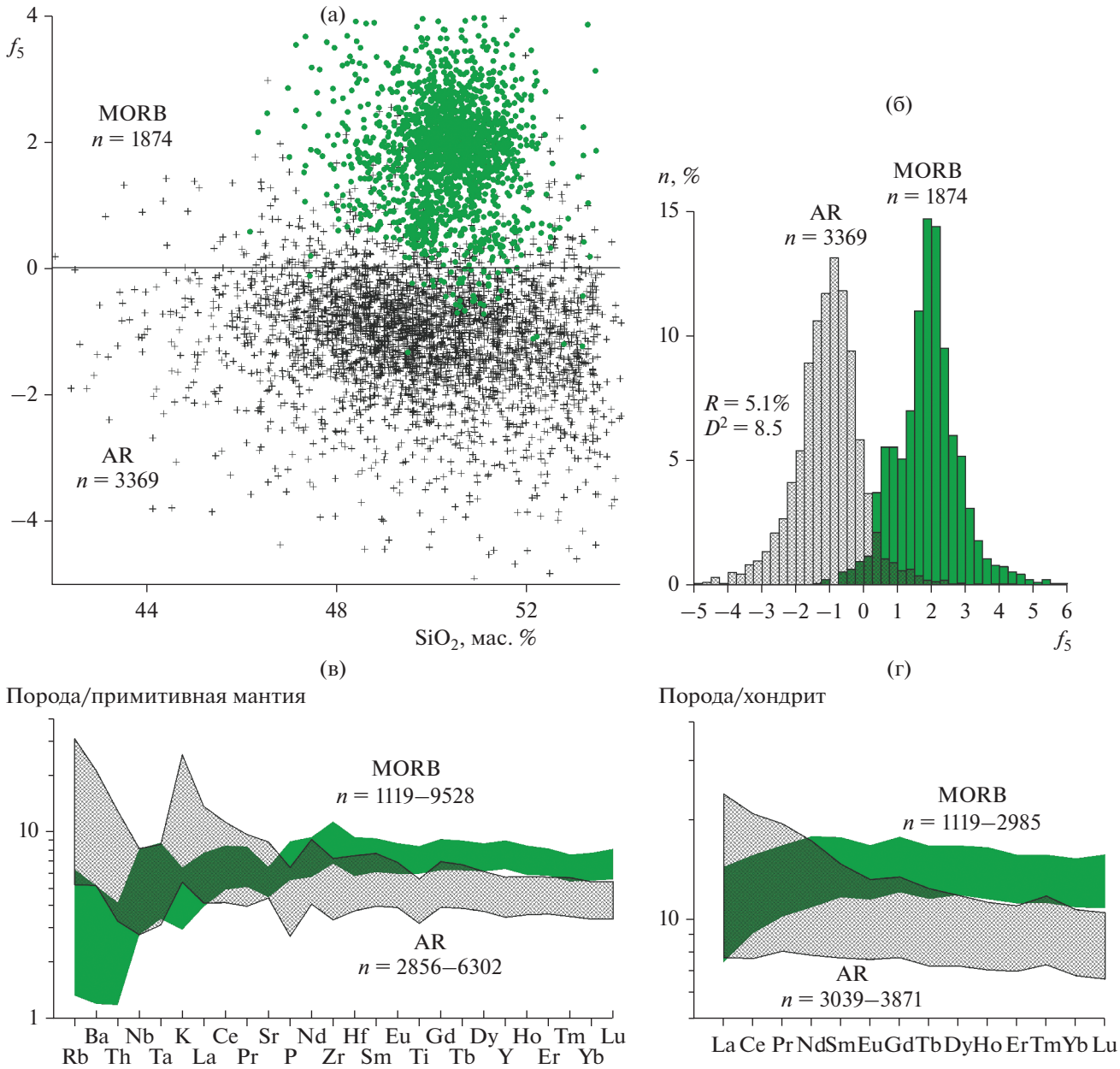


Рис. 2. Сравнение химических составов архейских базальтов (AR) и базальтов срединно-океанических хребтов (MORB).
(а) – диаграмма SiO_2–дискриминантная функция f_5 с фигуративными точками архейских базальтов (крестики) и базальтов островных дуг (кружки); (б) – распределение значений f_5 для архейских базальтов и базальтов срединно-океанических хребтов; (в) – содержания редких элементов в архейских базальтах и базальтах срединно-океанических хребтов, нормированные по примитивной мантии; (г) – содержания редкоземельных элементов в архейских базальтах и базальтах срединно-океанических хребтов, нормированные по хондриту.
Здесь и на последующих рисунках примитивная мантия по (Sun, McDonough, 1989), хондрит по (Taylor, McLennan, 1985), поля составов ограничены верхним и нижним квартилями.

мальные различия были обнаружены между архейскими и фанерозойскими базальтами, в то время как между неопротерозойскими и фанерозойскими базальтами они минимальны. Принимая во внимание достаточно большие объемы сравниваемых выборок, эта особенность, скорее всего, не случайна. Таким образом, начиная с неопротерозоя различия в химическом составе между базальтами и, возможно, между геодинамическими обстановками их формирования нивелируются.

На рис. 11 показаны средние содержания химических элементов в архейских, протерозой-

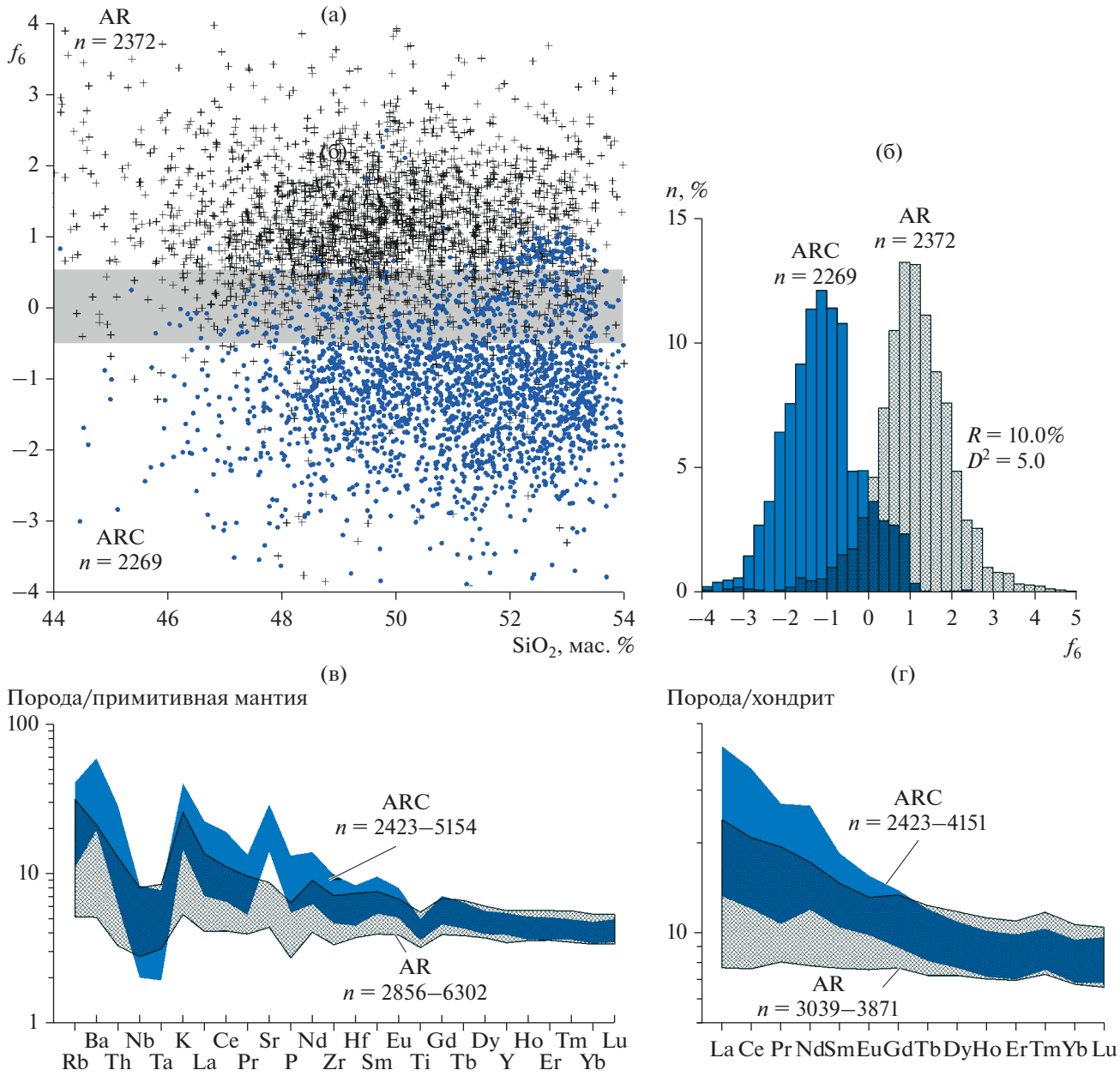


Рис. 3. Сравнение химических составов архейских базальтов (AR) и базальтов островных дуг (ARC).
(а) – диаграмма SiO_2–дискриминантная функция f_6 с фигуративными точками архейских базальтов (крестики) и базальтов островных дуг (кружки); (б) – распределение значений f_6 для архейских базальтов и базальтов островных дуг; (в) – содержания редких и рассеянных элементов в архейских базальтах и базальтах островных дуг, нормированные по примитивной мантии; (г) – содержания редкоземельных элементов в архейских базальтах и базальтах островных дуг, нормированные по хондриту.
Здесь и на последующих рисунках прямоугольник (серое поле на рис. (а)) – область неопределенности, ограниченная 5-м и 95-м квантилями распределения значений дискриминантной функции, разделяющей сравниваемые выборки.

ских и фанерозойских базальтах. Наблюдается закономерное увеличение содержаний TiO_2, Sr, Hf, Zr, Th, P_2O_5, практически всех РЗЭ и Na_2O от архея до фанерозоя, что в первом приближении можно рассматривать как тренд геохимической эволюции базальтов. Также отмечается и существенное увеличение вариации содержаний Hf, Ta, Th, Zr, Nb и ряда других элементов в базальтах фанерозоя. Вероятнее всего, эти закономерности объясняются формированием как низко-Ti базальтов с низкими содержаниями Nb, Th, Zr, Hf, Ta, легких РЗЭ (MORB, базальты островных дуг), так и отсутствием в архее высоко-Ti базальтов типа OIB с высокими содержаниями перечисленных

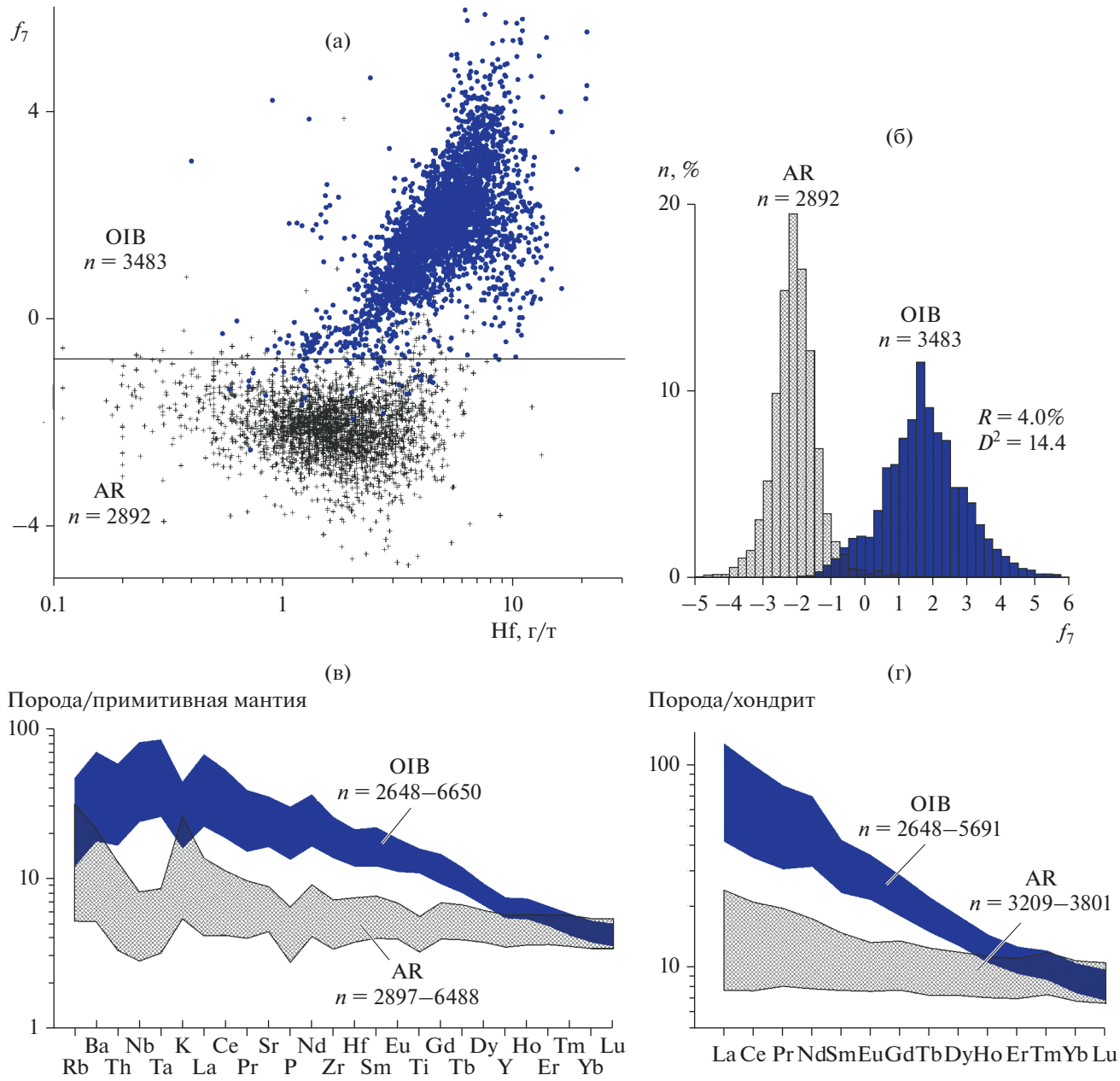


Рис. 4. Сравнение химических составов архейских базальтов (AR) и базальтов океанических островов (OIB). (а) – диаграмма Hf–дискриминантная функция f_7 с фигуративными точками архейских базальтов (крестики) и базальтов океанических островов (кружки); (б) – распределение значений f_7 для архейских базальтов и базальтов океанических островов; (в) – содержания редких элементов в архейских базальтах и базальтах океанических островов, нормированные по примитивной мантии; (г) – содержания редкоземельных элементов в архейских базальтах и базальтах океанических островов, нормированные по хондриту.

элементов. Следует отметить, что эти закономерности (по крайней мере, в отношении содержаний TiO_2, Na_2O, Zr, Nb и Sr) в целом соответствуют ранее опубликованным данным (Keller, Schoene, 2018).

Выводы, сделанные в этом разделе, безусловно, следует рассматривать как предварительные. Для более надежных обоснований требуется проведение анализа геохимических особенностей протерозойских базальтов, что выходит за рамки настоящей публикации.

Полученные результаты целесообразно проиллюстрировать на конкретном примере, в качестве которого выбран достаточно хорошо изученный Олондинский тектонический фрагмент Токко-Ханинского зеленокаменного пояса западной части Алданского щита.

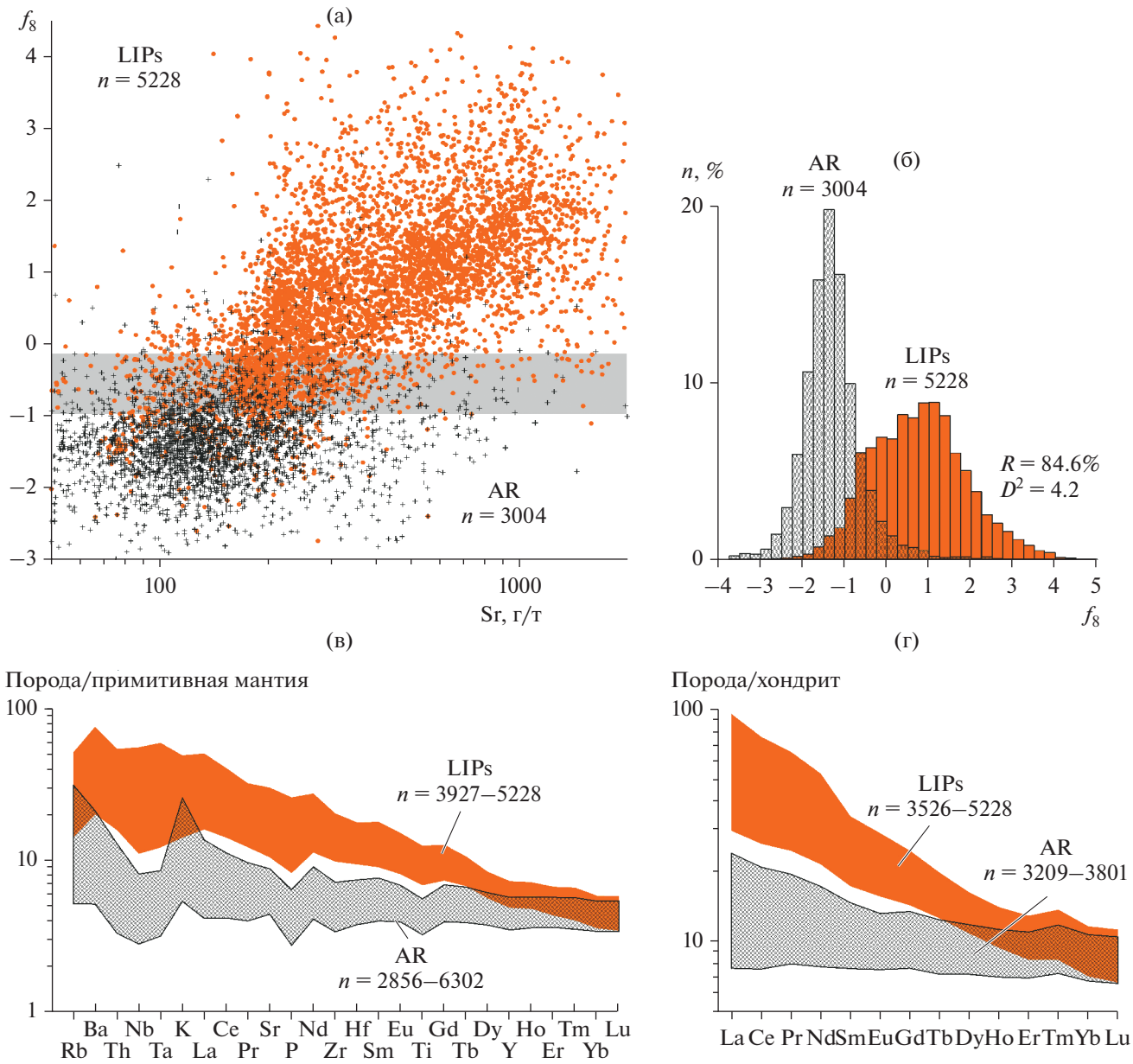


Рис. 5. Сравнение химических составов низко-Ti архейских базальтов (AR) и низкотитанистых базальтов крупных континентальных магматических провинций (LIPs).
(а) – диаграмма Sr–дискриминантная функция f_8 с фигуративными точками архейских базальтов (крестики) и базальтов крупных магматических провинций (кружки); (б) – распределение значений f_8 для архейских базальтов и базальтов крупных магматических провинций; (в) – содержания редких элементов в архейских базальтах и базальтах крупных магматических провинций, нормированные по примитивной мантии; (г) – содержания редкоземельных элементов в архейских базальтах и базальтах крупных магматических провинций, нормированные по хондриту.
LIPs – провинции Кару, Феррар, Арктическая, Северо-Атлантическая, Центрально-Атлантическая, Колумбия Ривер и Снэйк Ривер Плейн, Декан, Эмейшань, Парана-Этендека, Сибирские траппы, Эфиопское плато, Мадагаскарская, Таримская.

БАЗАЛЬТЫ ОЛОНДИНСКОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО ФРАГМЕНТА ТОККО-ХАНИНСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА

Олондинский фрагмент (рис. 12) расположен в пределах Чара-Олекминского геоблока Алданского щита (Попов и др., 1990; Пухтель, Журавлев, 1993; Котов, 2003 и др.). Супракрустальные образования фрагмента представлены метаморфизованными в условиях от эпидот-амфиболитовой фации до низкотемпературных субфаций амфиболитовой фации коматиитами (актинолит-хлоритовые сланцы) и

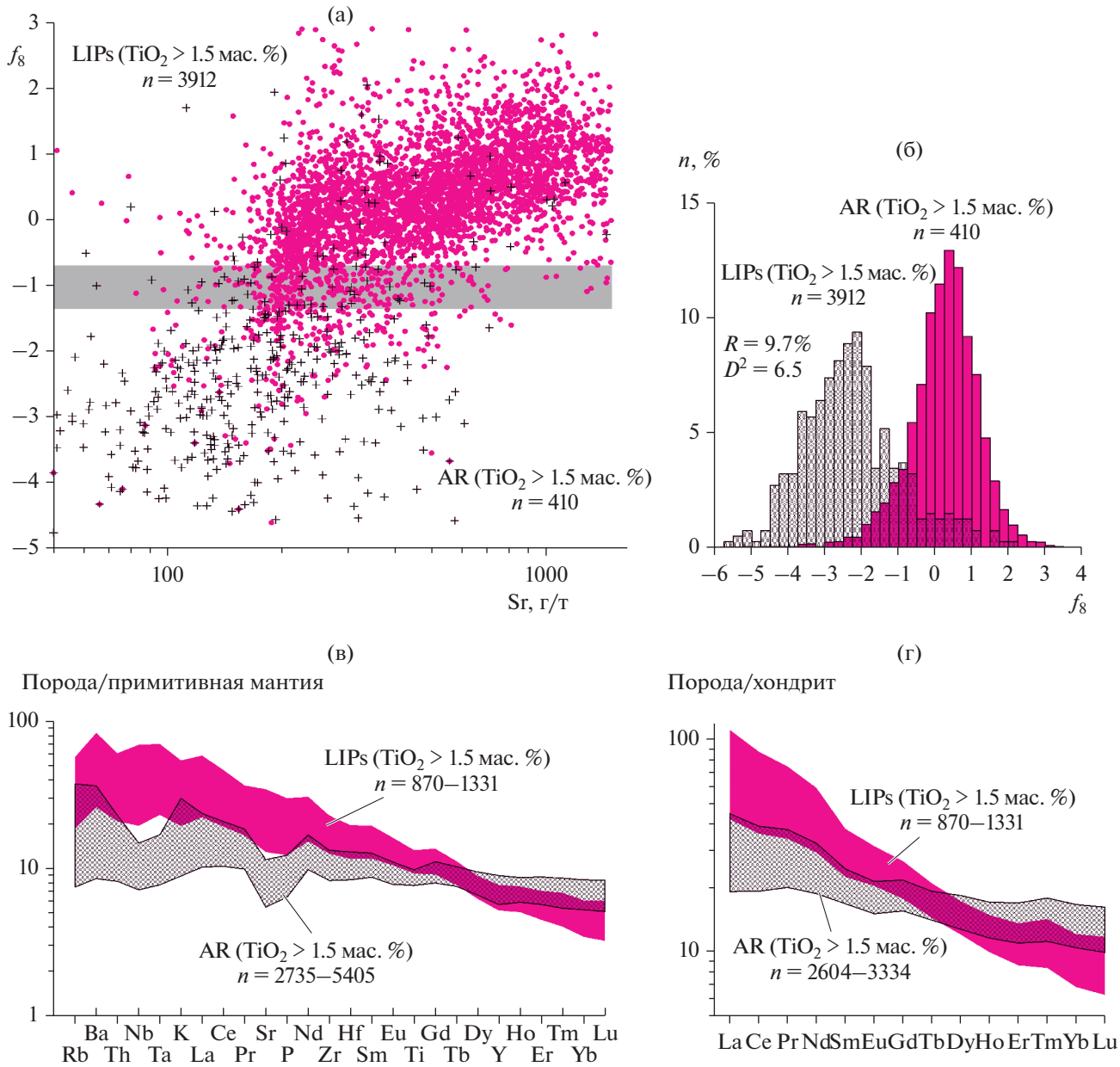


Рис. 6. Сравнение химических составов высоко-Ti архейских базальтов (AR) и высоко-Ti базальтов крупных континентальных магматических провинций (LIPs).
Условные обозначения см. на рис. 5.

их туфами (карбонат-антофиллитовые сланцы), толеитовыми базальтами (мелкозернистые плагиоклаз-кварц-роговообманковые амфиболиты) и, возможно, биотитовыми микрогнейсами, протолит которых однозначно не определен (осадочные породы, андезиты, или ТТГ-олекминского комплекса). В отличие от коматиитов, превращенных в актинолит-хлоритовые сланцы, низкотемпературные вторичные изменения в метабазальтах практически не проявлены.

Распределение TiO_2 (рис. 13а) позволяет разделить метатолеиты Олондинского фрагмента на две группы: существенно преобладающие низко-Ti (TiO_2 < 1.8 мас. %) и высоко-Ti (TiO_2 > 1.8 мас. %) метабазальты, которые отличаются не только по содержанию TiO_2, но также по содержаниям Al_2O_3, FeO, MgO, CaO, K_2O и P_2O_5 (табл. 2). Судя по количеству аналитических данных (рис. 13а), доля высоко-Ti базальтов, скорее всего, не превы-

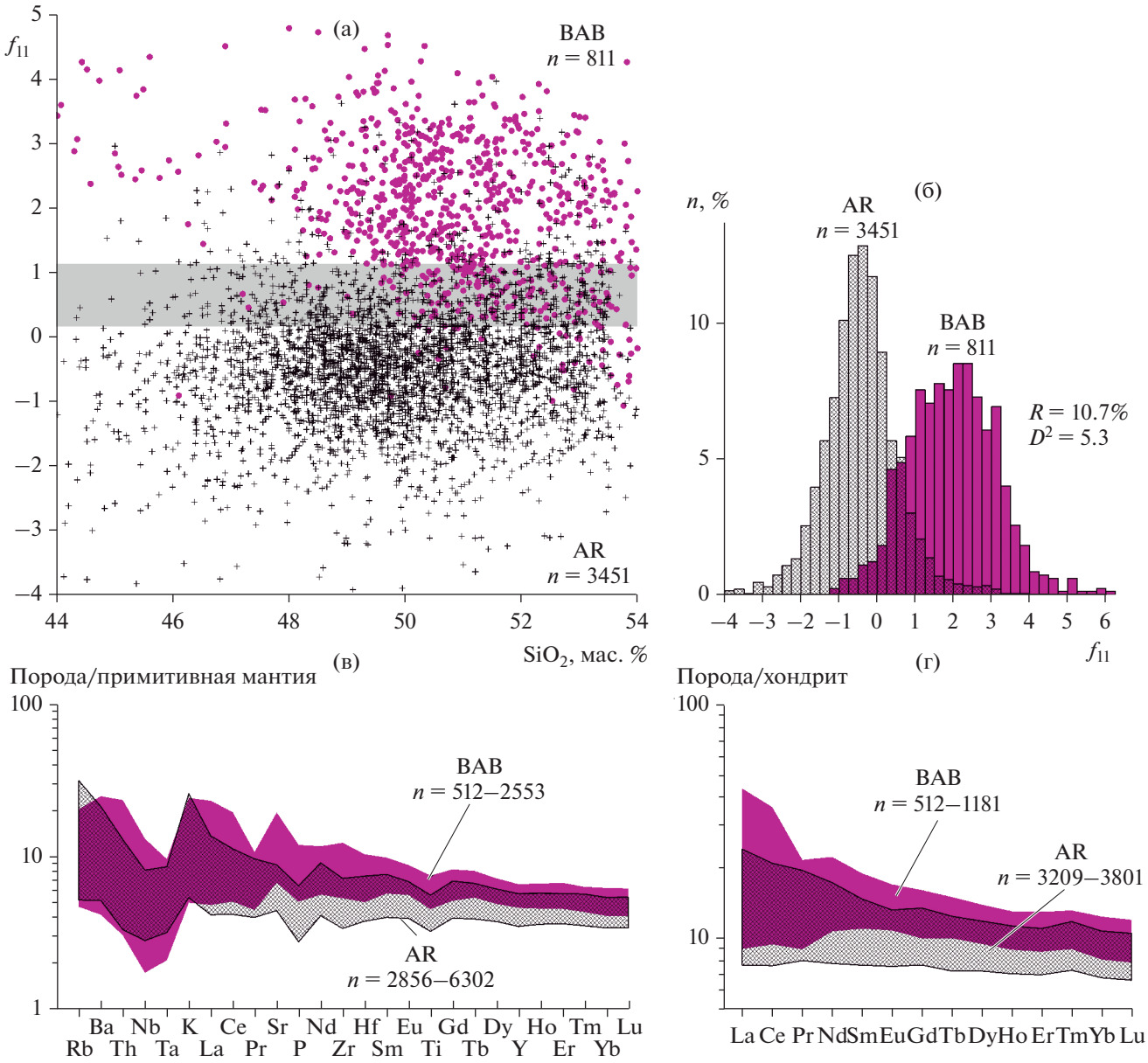


Рис. 7. Сравнение химических составов архейских базальтов (AR) и базальтов современных задуговых бассейнов (BAB).
(а) – диаграмма SiO_2–дискриминантная функция f_{11} с фигуративными точками архейских базальтов (крестики) и базальтов задуговых бассейнов (кружки); (б) – распределение значений f_{11} для архейских базальтов и базальтов задуговых бассейнов; (в) – содержания редких элементов в архейских базальтах и базальтах задуговых бассейнов, нормированные по примитивной мантии; (г) – содержания редкоземельных элементов в архейских базальтах и задуговых бассейнов, нормированные по хондриту.
BAB – задуговые бассейны Алеутской островной дуги, дуги Бисмарка, Японских дуг, дуг Кермадек, Тонга, Скоша, Марианской, Камчатской и Новогебридской.

шает 15%. Геологические соотношения между базальтами этих групп неизвестны.

По содержанию петрогенных элементов метабазальты Олондинского фрагмента полностью соответствуют “среднестатистическому” архейскому базальту (рис. 13б), а по содержанию малых элементов – наиболее деплетированным архейским базальтам (рис. 13в, 13г, 13д). Результаты дискриминантного анализа, учитывающие содержания петрогенных и малых элементов (рис. 13в), также показывают, что базальты Олондинского фрагмента не отличаются от обобщенной выборки архейских базальтов. Для базальтов Олондинского фрагмента характерны низкие содержания TiO_2, Al_2O_3, K_2O, P_2O_5, Rb, Ba, Th, Nb, Ta, Zr, РЗЭ,

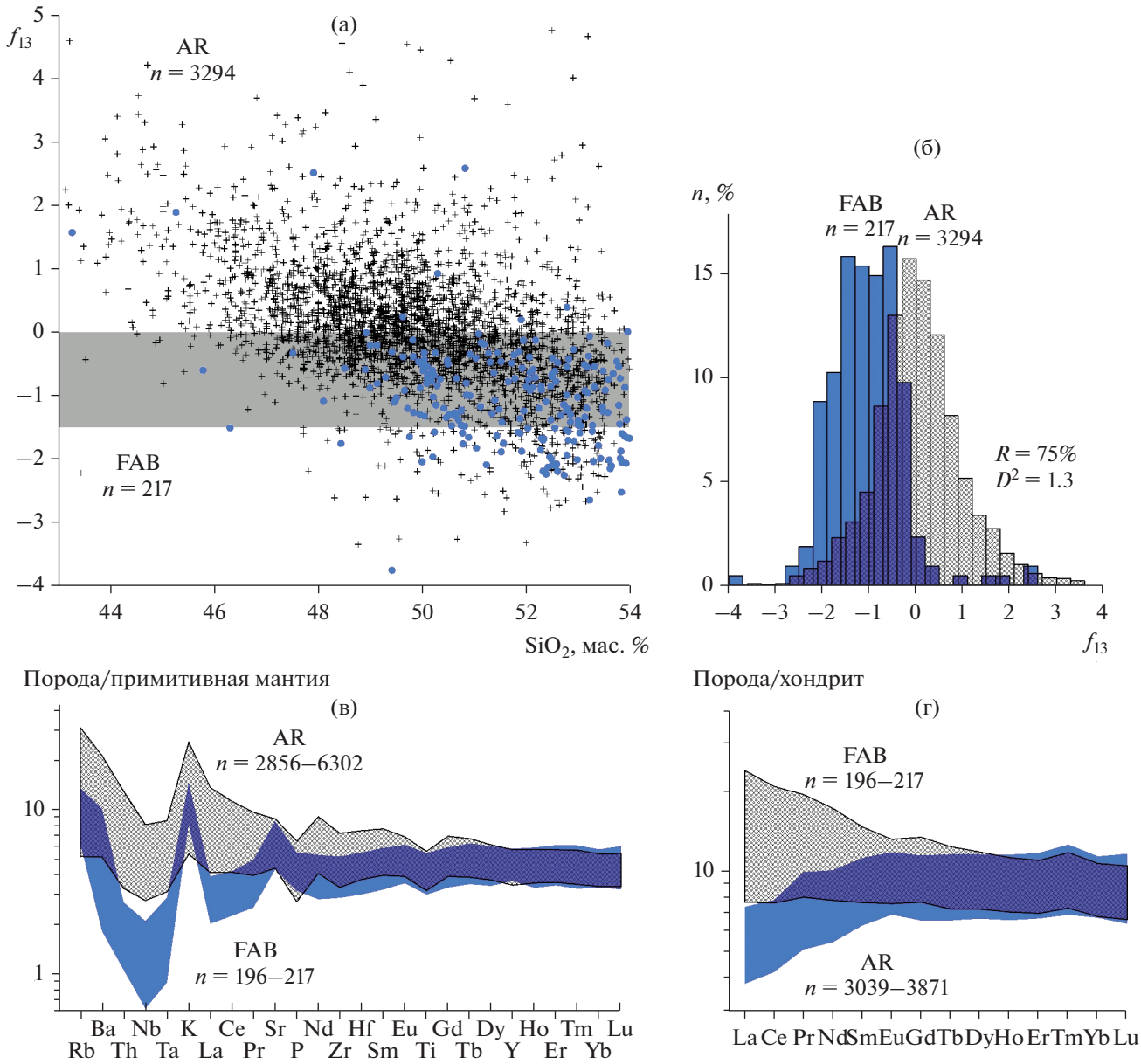


Рис. 8. Сравнение химических составов архейских базальтов (AR) и базальтов современных преддуговых прогибов (FAB).
(а) – диаграмма SiO_2–дискриминантная функция f_{13} с фигуративными точками архейских базальтов (крестики) и базальтов преддуговых прогибов (кружки); (б) – распределение значений f_{13} для архейских базальтов и базальтов преддуговых прогибов; (в) – содержания редких элементов в архейских базальтах и базальтах задуговых бассейнов, нормированные по примитивной мантии; (г) – содержания редкоземельных элементов в архейских базальтах и базальтах задуговых бассейнов, нормированные по хондриту.
FAB – предуговые прогибы Изу-Бонинской, Марианской дуг и дуги Тонга.

Y и Hf (табл. 2, рис. 13г, 13д), “плоское” распределение РЗЭ (средние значения $(La/Yb)_N$ = 1.05, $(La/Sm)_N$ = 0.97, $(Gd/Yb)_N$ = 1.1) без Eu-аномалии (среднее значение Eu/Eu* = 0.94). Спайдер-диаграммы базальтов Олондинского фрагмента по своей конфигурации напоминают спайдер-диаграммы современных MORB (рис. 2в, 2г, 13г, 13д), но отличаются низкими концентрациями Y, Zr, Hf, Ti, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd и других тяжелых РЗЭ.

Базальты со сходным распределением малых элементов широко распространены в различных архейских зеленокаменных поясах разных регионов. Так, базальты Олондинского фрагмента обнаруживают сходство с базальтами мезоархей-

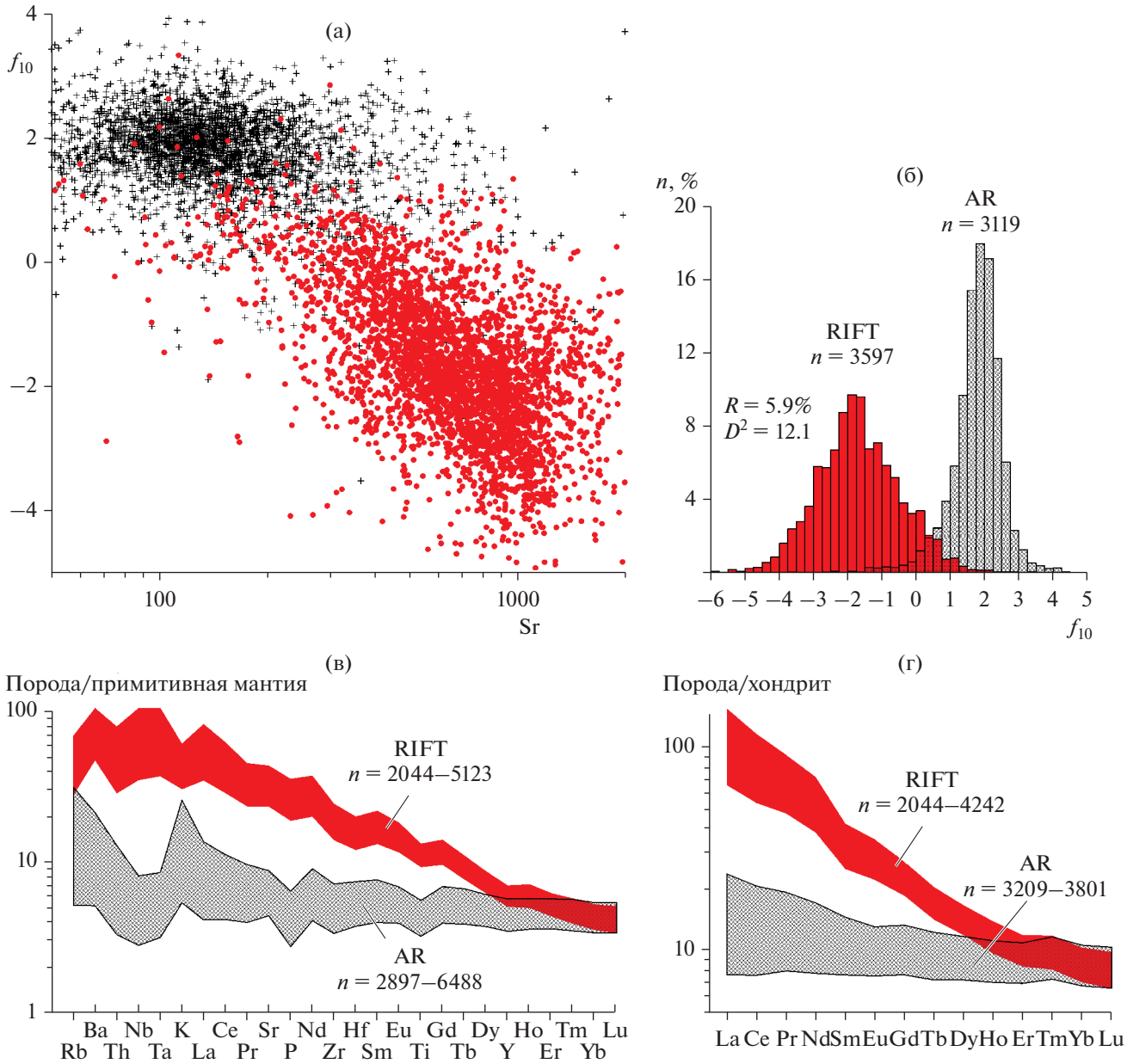


Рис. 9. Сравнение химического состава архейских базальтов (AR) и базальтов континентальных рифтовых зон (RIFT). (а) – диаграмма Sr–дискриминантная функция f_{10} с фигуративными точками архейских базальтов (крестики) и базальтов континентальных рифтовых зон (кружки); (б) – распределение значений f_{10} для архейских базальтов и постдокембрийских базальтов континентальных рифтовых зон; (в) – содержания редких элементов в архейских базальтах и постдокембрийских базальтах континентальных рифтовых зон, нормированные по примитивной мантии; (г) – содержания редкоземельных элементов в архейских базальтах и постдокембрийских базальтах континентальных рифтовых зон, нормированные по хондриту.

ских зеленокаменных поясов Гренландии (пояса Ivisaartoq, Nigerlikasik, Tartoq Group), мезоархейских зеленокаменных поясов Канадского щита (пояс Birch-Uchi), неоархейских зеленокаменных поясов Канадского щита (пояса Frotet-Evans, Island Lake, Lake St. Joseph, Meen-Dempster, Wabigoon, Trempe, Hearne), неоархейских зеленокаменных поясов Африканского щита (пояса Geita, Musoma-Mara, Nzega, Sukumaland, Belingwe), неоархейских зеленокаменных поясов Индийского щита (пояса Ramagiri, Sandur, Veligallu), неоархейских зеленокаменных поясов Северо-Китайского кратона (пояса Qixingtai-Yanlingguan-Panchegou, Taishan, Dengfeng, Qingyuan, Qinglong), раннеархейских зеленокаменных поясов Западно-Австралийского кратона, неоархейских

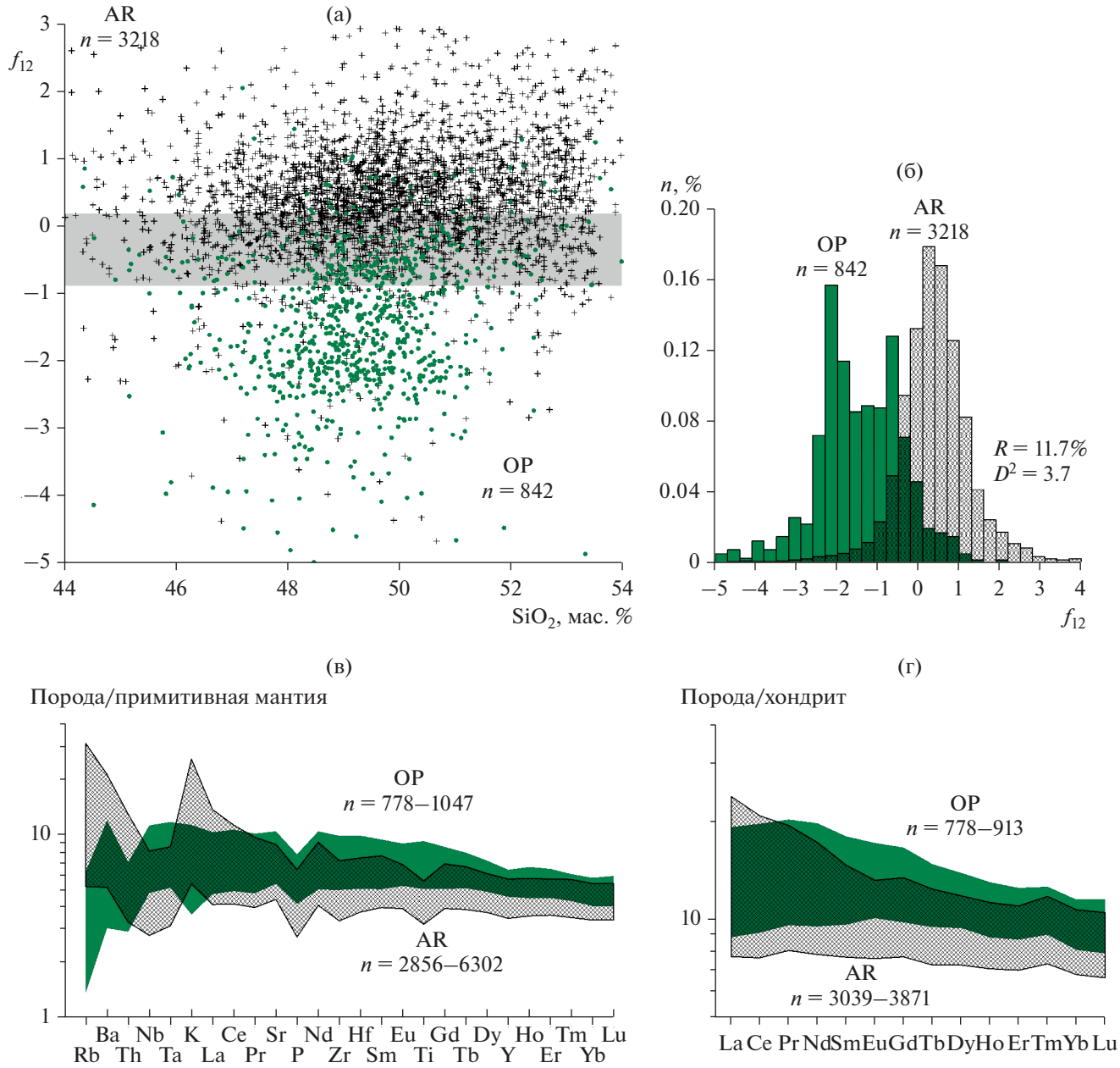


Рис. 10. Сравнение химических составов архейских базальтов (AR) и базальтов океанических плато (OP). (а) – диаграмма SiO_2–дискриминантная функция f_{12} с фигуративными точками архейских базальтов (крестики) и базальтов океанических плато (кружки); (б) – распределение значений f_{12} для архейских базальтов и базальтов океанических плато; (в) – содержания редких элементов в архейских базальтах и базальтах океанических плато, нормированные по примитивной мантии; (г) – содержания редкоземельных элементов в архейских базальтах и базальтах океанических плато, нормированные по хондриту.

зеленокаменных поясов Западно-Австралийского кратона (пояса Eastern Goldfields Superterrane, West Yilgarn Superterrane) и др. Обобщенные поля составов базальтов, близких к таковым базальтам Олондинского фрагмента, показаны на рис. 14а, 14б. При этом базальты Олондинского фрагмента достаточно резко контрастируют с базальтами несколько менее обширной группы зеленокаменных поясов, которые характеризуются наличием более отчетливой Ta-Nb аномалии, более дифференцированным распределением РЗЭ и соответственно более высоким содержаником легких РЗЭ (рис. 14в, 14г). Примерами зеленокаменных поясов, в которых преобладают базальты этого типа, являются зеленокаменные пояса Канадского щита (эоархейский пояс Акаста, неоархейский пояс Point

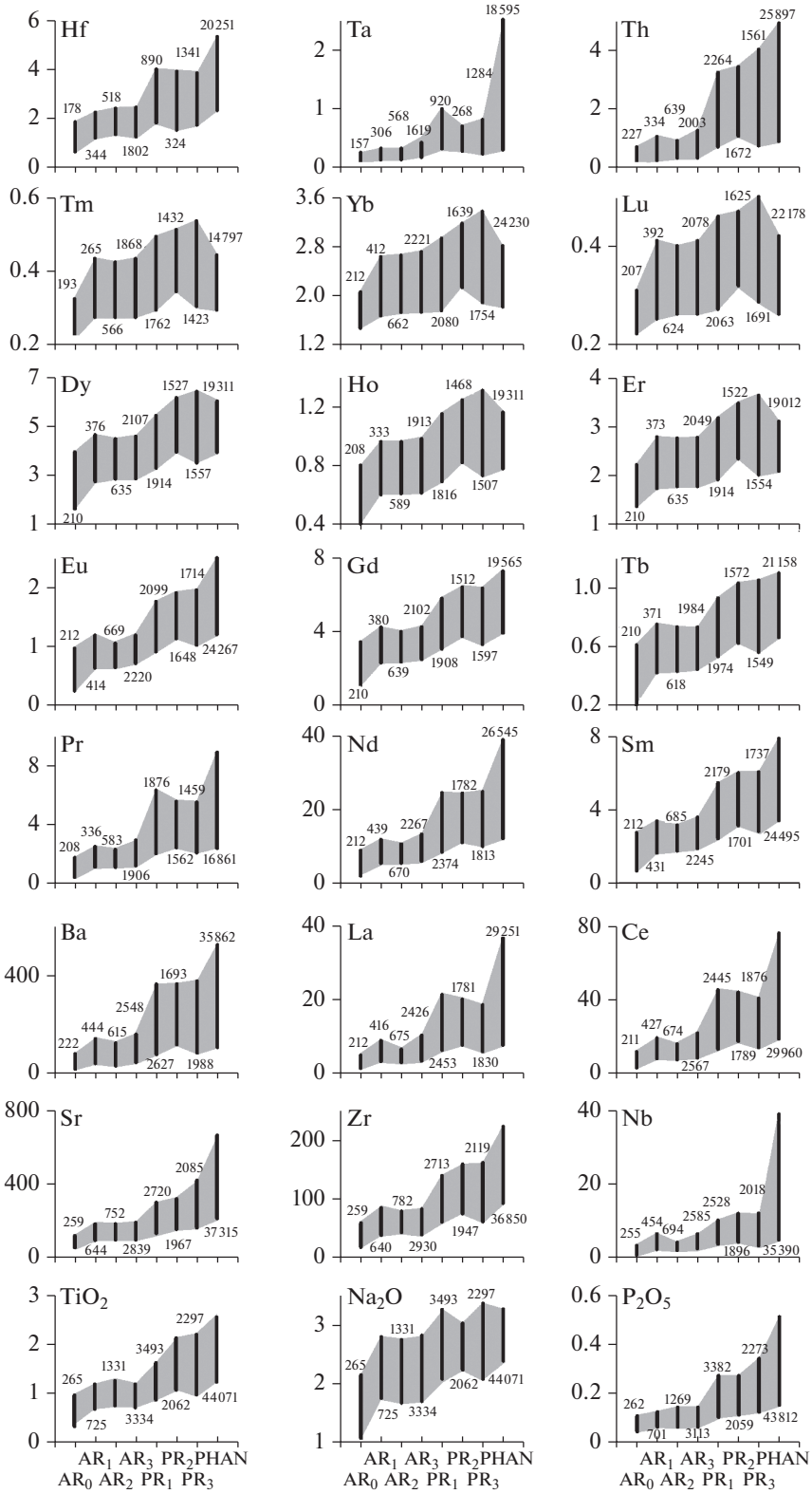


Рис. 11. Средние содержания химических элементов (в г/т, оксиды в мас. %) в докембрийских и постдокембрийских базальтах. Интервалы содержаний ограничены квартилями.
AR_0 – эоархей (>3.8 млрд лет), AR_1 – палеоархей (3.2–3.8 млрд лет), AR_2 – мезоархей (2.8–3.2 млрд лет), AR_3 – неоархей (2.5–2.8 млрд лет), PR_1 – палеопротерозой (1.6–2.5 млрд лет), PR_2 – мезопротерозой (1.0–1.6 млрд лет), PR_3 – неопротерозой (0.54–1.0 млрд лет), PHAN – фанерозой (<0.54 млрд лет).

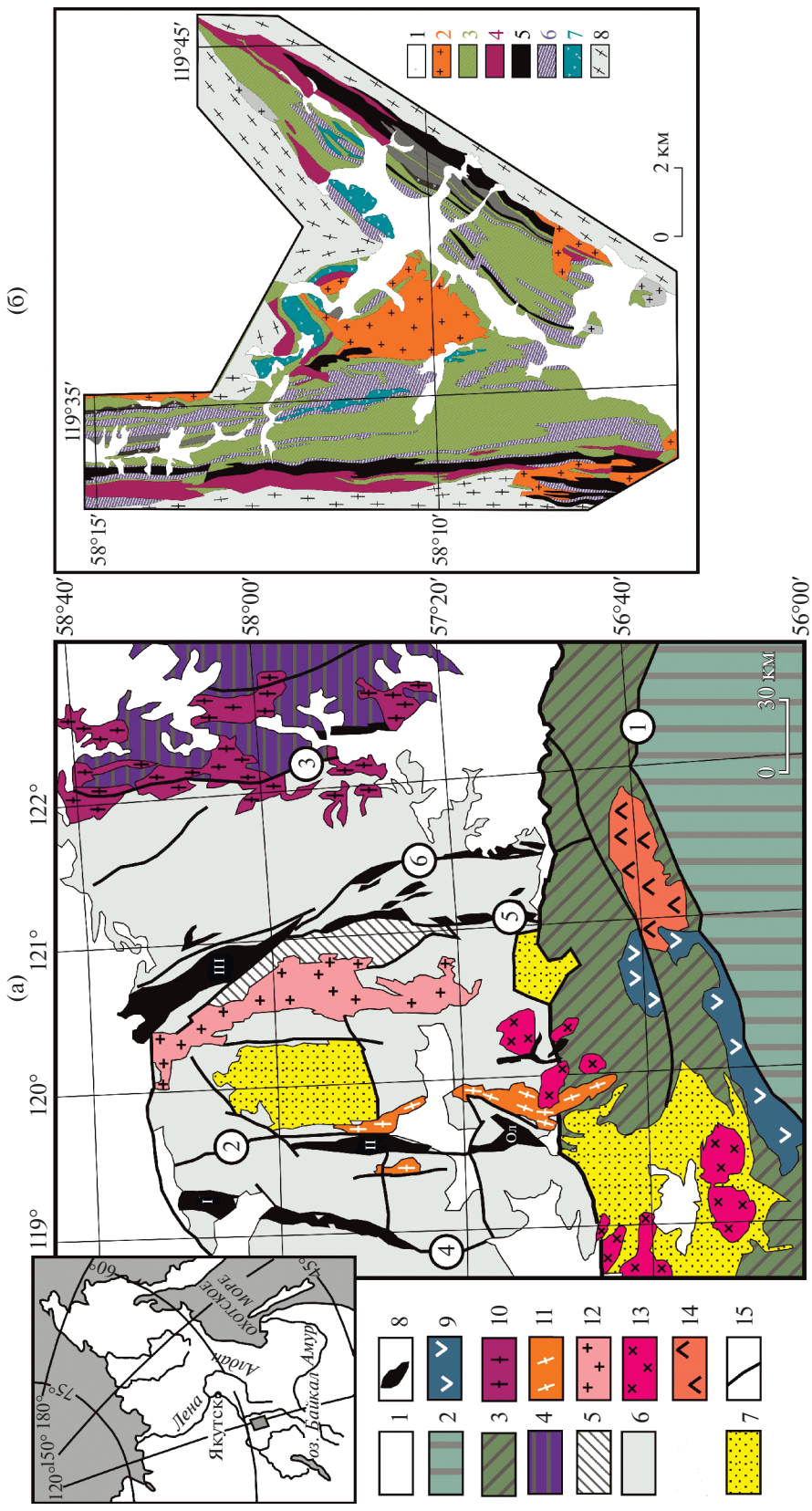


Рис. 12. Схематическая геологическая карта западной части Алданского щита (а) и схематическая геологическая карта Олондинского тектонического фрагмента Токко-Ханинского зеленокаменного пояса (б). Составлены с использованием данных (Государственная ..., 2010, 2015; Попов и др., 1990).

(а): 1 – четвертичные, юрские, кембрийские и венд-рифейские отложения нерасчлененные; 2 – метаморфические и магматические комплексы Джугджуро-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса; 3 – метаморфические и магматические комплексы Станового структурного шва; 4 – метаморфические и магматические комплексы Алданской гранулито-гнейсовой области; 5 – гранулитовые породы (тоналит-трондьемитовые ортогнейсы и метабазиты) Оломокитского блока; 6 – тоналит-трондьемитовые ортогнейсы мезоархейского (Великославинский и др., 2018б и др.) олекминского комплекса; 7 – метаосадочные породы палеопротерозойского удоканского комплекса; 8 – фрагменты архейских и палеопротерозойских зеленокаменных поясов; 9 – анортозиты каларского комплекса (2623 ± 23 млн лет (Ларин и др., 2006)); 10 – А-граниты нелюкинского комплекса (2398 ± 4–2522 ± 2 млн лет (Котов и др., 2004)); 11 – Ханинский массив А-гранитов; 12 – граниты чародоканского комплекса; 13 – граниты кодарского комплекса (1871–1880 млн лет (Ларин и др., 2012)); 14 – Тасский массив сиенитов и граносиенитов (286 ± 4 млн лет (Глебовицкий и др., 2009)); 15 – главные разрывные нарушения. Цифрами в кружках обозначены зоны разломов: 1 – разлом, 2 – Тарын-Юряхская зона разрывных нарушений, 3 – Амгинский разлом, 4 – Чара-Токкинская зона разрывных нарушений, 5 – Оломокит-Токкинский, II – Токко-Ханинский, III – Темулякит-Тунгурчинский. Ол – Олондинский фрагмент Токко-Ханинского пояса.

(б): 1 – четвертичные отложения; 2 – габбро-плагиогранитовые массивы; 3 – микрогнейсы; 4 – базальты; 5 – коматииты и их туфы; 6 – габбро-амфиболиты; 7 – интрузии оливинитов; 8 – тоналит-трондьемитовые ортогнейсы олекминского комплекса.

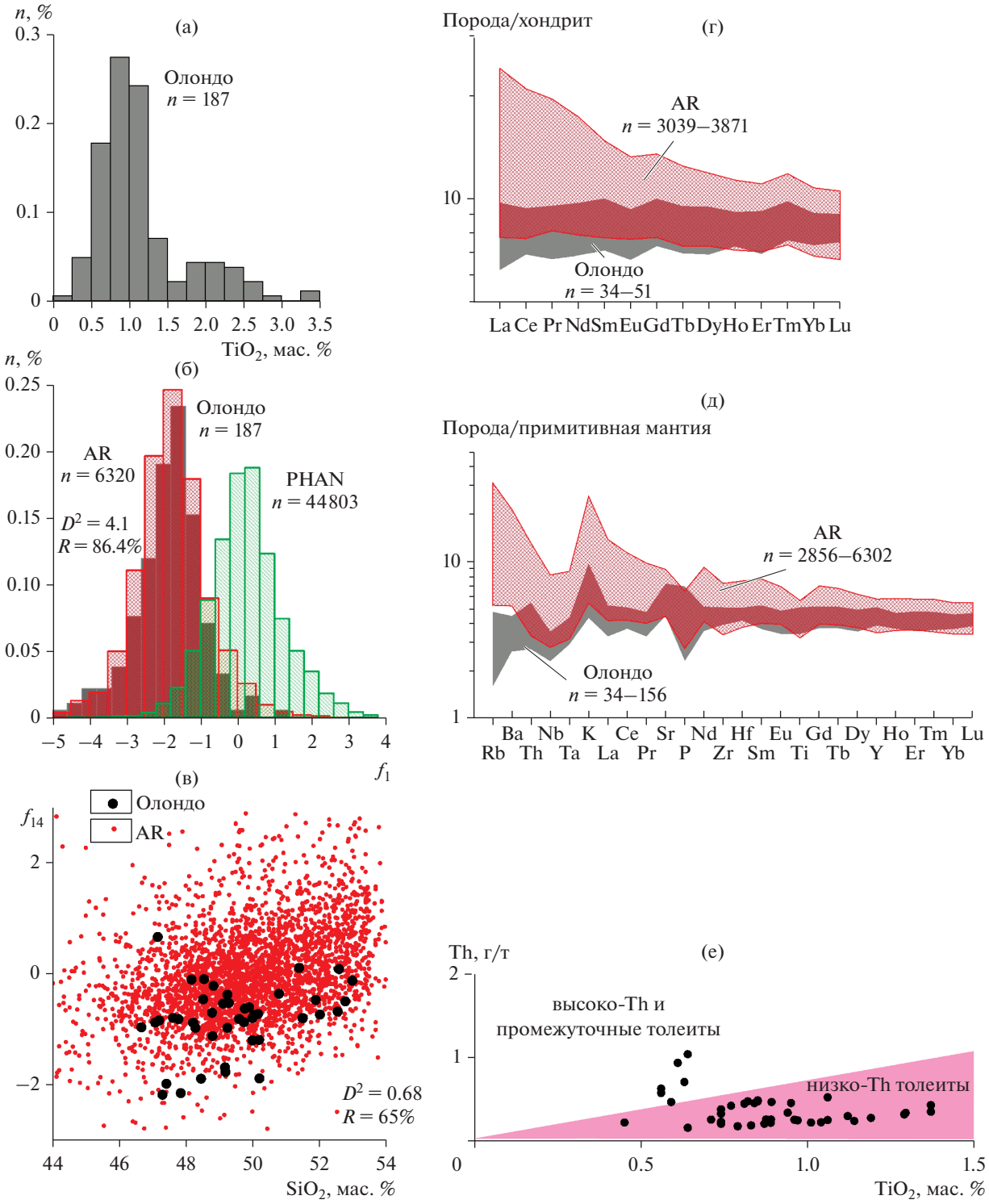


Рис. 13. Геохимические характеристики базальтов Олондинского фрагмента Токко- Ханинского зеленокаменного пояса.
(а) – распределение TiO_2 (мас. %) в базальтах Олондинского фрагмента Токко-Ханинского зеленокаменного пояса.
(б) – результаты дискриминантного анализа (петрогенные элементы) архейских и постдокембрийских базальтов с гистограммой распределения значений f_1 для базальтов Олондинского фрагмента Токко-Ханинского зеленокаменного пояса.
(в) – диаграмма SiO_2–f_{14} с фигуративными точками базальтов Олондинского фрагмента Токко-зеленокаменного пояса.
(г) – содержания редкоземельных элементов в архейских базальтах в целом (AR) и базальтах Олондинского фрагмента Токко-Ханинского зеленокаменного пояса (Olondo), нормированные по хондриту.
(д) – содержания редких элементов в архейских базальтах в целом (AR) и базальтах Олондинского фрагмента Токко-Ханинского зеленокаменного пояса (Olondo), нормированные по примитивной мантии.
(е) – классификационная диаграмма TiO_2–Th (Barnes et al., 2012) с фигуративными точками составов базальтов Олондинского фрагмента Токко-Ханинского зеленокаменного пояса.

Таблица 2. Химический состав низко-Ti (TiO_2<1.8 мас. %) и высоко-Ti (TiO_2 > 1.8 мас. %) метабазальтов Олондинского зеленокаменного пояса

Компоненты	TiO_2 < 1.8 мас. %			TiO_2 > 1.8 мас. %		
	n	q_1	q_2	*n*	q1	q2
SiO_2	156	48.00	50.14	29	47.30	49.77
TiO_2	156	0.74	1.10	29	2.03	2.43
Al_2O_3	156	14.285	15.40	29	12.20	14.03
FeO	156	11.036	13.09	29	14.75	17.896
MnO	156	0.18	0.22	29	0.20	0.25
MgO	156	6.93	8.56	29	4.04	6.06
CaO	156	10.20	12.00	29	7.61	9.9
Na_2O	156	1.38	2.22	29	1.83	2.73
K_2O	154	0.13	0.30	29	0.33	1.23
P_2O_5	156	0.05	0.15	29	0.17	0.27
Rb	69	1	3	–	–	–
Sr	69	94	151	–	–	–
Y	69	17.6	23.0	–	–	–
Zr	69	44	57	–	–	–
Nb	60	1.6	2.5	–	–	–
Ba	36	18	31	–	–	–
La	40	2.26	3.56	–	–	–
Ce	41	6.55	8.96	–	–	–
Pr	34	0.91	1.30	–	–	–
Nd	51	4.83	6.89	–	–	–
Sm	51	1.63	2.31	–	–	–
Eu	41	0.57	0.81	–	–	–
Gd	41	2.22	3.05	–	–	–
Tb	34	0.40	0.55	–	–	–
Dy	41	2.61	3.60	–	–	–
Ho	34	0.62	0.78	–	–	–
Er	41	1.71	2.28	–	–	–
Tm	34	0.27	0.35	–	–	–
Yb	40	1.81	2.24	–	–	–
Lu	35	0.28	0.34	–	–	–
Hf	34	1.28	1.56	–	–	–
Ta	41	0.12	0.18	–	–	–
Pb	34	2.07	4.15	–	–	–
Th	41	0.23	0.46	–	–	–
U	41	0.07	0.13	–	–	–

Примечание. q^1и q^2 – нижний и верхний квартили соответственно, *n* – объем выборки. Содержания петрогенных оксидов даны в мас. %, малых элементов – в г/т.

Lake, неоархейский пояс Rae Supracrustal), Индийского щита (неоархейские пояса Kadiri, Penakacherla, Kudremukh-Agumbe, Sigegudda, Chandenar-Gadmiri), Северо-Китайского кратона (неоархейский пояс Jiapigou) и Амазонского кратона (архейские пояса Crixas Greenstone Belt, Carajas Basin). Следует отметить, что этот список зеленокаменных поясов определялся на основании сходства наиболее распространенных геохимических типов базальтов.

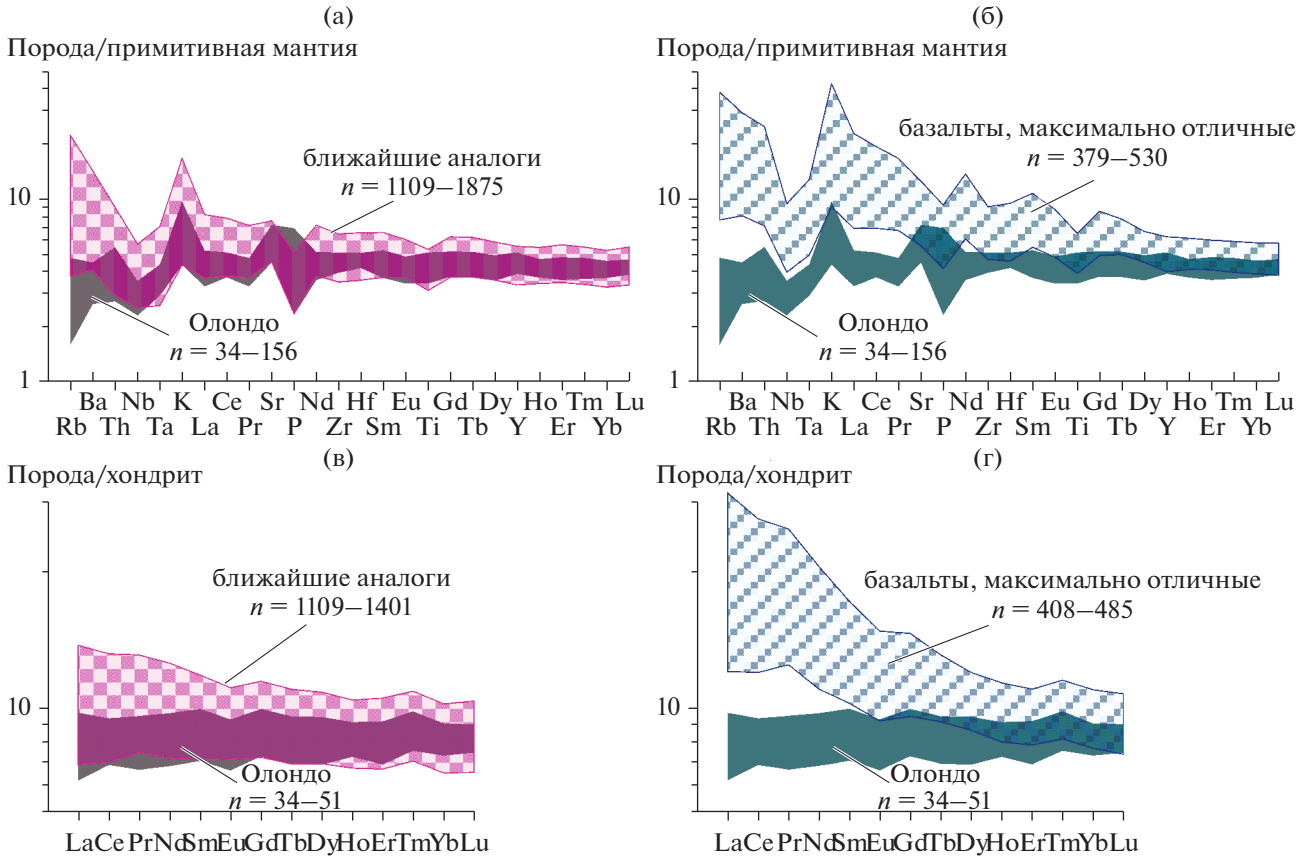


Рис. 14. Содержания редких элементов в базальтах Олондинского фрагмента Токко-Ханинского зеленокаменного пояса (Олондо), нормированные по примитивной мантии (а, б), и редкоземельных элементов, нормированных по хондриту (в, г), и в базальтах архейских зеленокаменных поясов разных кратонов, обнаруживающих сходство (а, в) или контрастирующих (б, г) с базальтами Олондинского фрагмента.

Для базальтов, имеющих сходство с составами базальтов Олондинского фрагмента, предложены самые различные варианты геодинамических обстановок формирования, определение которых основано преимущественно на результатах анализа геохимических характеристик вулканитов. Например, предполагается, что зеленокаменные пояса Dengfeng (Deng et al., 2016) и Ivisaartoq (Polat et al., 2007) формировались в обстановках, близких к обстановке современных преддуговых прогибов. Пояс Meen-Dempster (Hollings, Kerrich, 2000) рассматривается как результат тектонического совмещения островной дуги и связанного с ней задугового бассейна. Формирование поясов Nigerlikasik (Klausen et al., 2017), Island Lake (Parks et al., 2014) и Central Wabigoon (Wyman et al., 2000) предполагается в условиях субдукционных обстановок. В качестве фанерозойских аналогов базальтов зеленокаменных поясов Pilbara и Geita предполагаются базальты океанических плато, формирование которых связано с проявлениями мантийных плюмов (Arndt et al., 2001; Smithies et al., 2005; Cook et al., 2016). По данным (Barnes et al., 2012), излияния низко-Th толеитов супертеррейна Eastern Goldfields, к разряду которых относятся и базальты Олондинского фрагмента (рис. 13е), связаны с головной частью мантийного плюма, а сами базальты наиболее близки к базальтам кайнозойской Северо-Атлантической крупной магматической провинции.

Принимая во внимание неоднозначность геодинамической интерпретации, представляется необходимым проверить вышеперечисленные гипотезы на примере базальтов Олондинского фрагмента Токко-Ханинского зеленокаменного пояса.

Для разделения базальтов островных дуг и базальтов внутриплитных обстановок по содержанию петрогенных (в том числе и мобильных) элементов была предложена диаграмма D_x–D_y (рис. 15а). На этой диаграмме практически все фигуративные точки составов базальтов Олондинского фрагмента локализованы в поле базальтов внутриплитных обстановок, и только точки единичных образцов попадают в поле базальтов островных дуг. Согласно полученным данным, базальты Олондинского фрагмента должны интерпретироваться как внутриплитные. Однако ранее было показано,

что рассматриваемые базальты, как и подавляющее большинство архейских базальтов, отличаются от фанерозойских базальтов и, скорее всего, представляют собой самостоятельный геохимический тип, который не учитывался при построении тектономагматических (геодинамических) диаграмм. Иными словами, заранее неизвестно, в каких полях той или иной тектономагматической диаграммы будут располагаться фигуративные точки составов архейских, а в данном случае олондинских базальтов. В связи с этим результаты, полученные с помощью диаграммы D_x–D_y, требуют дополнительной верификации. Для этого был проведен дискриминантный анализ (принимались во внимание только немобильные главные элементы) выборки базальтов Олондинского фрагмента и низкотитанистых (рис. 15б), и высокотитанистых (рис. 15в) базальтов крупных магматических провинций. Область пересечения базальтов Олондинского фрагмента и базальтов крупных магматических провинций не велика (рис. 15б, 15в), т.е. вероятность интерпретации базальтов Олондинского фрагмента как внутриплитных базальтов крупных магматических провинций даже на основании содержаний неполного набора петрогенных элеменов весьма мала, а результаты распознавания с помощью диаграммы D_x–D_y ошибочны. Таким образом, рассмотренный пример иллюстрирует непригодность тектономагматических диаграмм, основанных на геохимических данных фанерозойских базальтов, для геодинамической типизации архейских базальтов.

Для разделения базальтов островных дуг, срединно-океанических хребтов и внутриплитных обстановок была предложена диаграмма, предусматривающая использование как подвижных, так и малоподвижных петрогенных и малых элементов (Великославинский, Крылов, 2014). По тем же исходным данным, но с использованием в качестве аргументов дискриминантных функций концентраций только немобильных элементов построена дискриминантная диаграмма, разделяющая указанные базальты не хуже, чем ранее предложенная диаграмма. На первый взгляд такая диаграмма (рис. 16а) больше подходит для распознавания геодинамических обстановок формирования метаморфизованных архейских базальтов. Фигуративные точки состава базальтов Олондинского фрагмента на этой диаграмме примерно поровну распределились в полях базальтов островных дуг, внутриплитных базальтов и полем неопределенности между этими группами базальтов (рис. 16а). Для проверки результатов распознования проведен дискриминантный анализ (с учетом немобильных главных и малых элементов) базальтов Олондинского фрагмента и низкотитанистых базальтов крупных магматических провинций (рис. 16б), и базальтов островных дуг (рис. 16в). Как и следовало ожидать, базальты Олондинского фрагмента по содержанию петрогенных и малых элементов значительно отличаются как от базальтов островных дуг, так и от базальтов крупных магматических провинций, что еще раз иллюстрирует непригодность тектономагматических диаграмм, основанных на геохимических данных для фанерозойских базальтов, для геодинамической типизации базальтов архея.

Наконец, с целью поиска аналогов базальтов Олондинского фрагмента был реализован следующий подход. Из всей выборки фанерозойских базальтов были отобраны только наиболее близкие по химическому составу к базальтам Олондинского фрагмента, что позволило снизить уровень информационного шума, обусловленного большим количеством данных, заведомо отличных от геохимических характеристик исследуемых базальтов. В эту выборку вошли фанерозойские базальты, удовлетворяющие следующим условиям: $TiO_2 < 1.8$ мас. %, Zr < 85, Y < 35, La < 9, Ce < 13 и Nd < 10 г/т. В результате этой редукции в выборке фанерозойских базальтов осталось около 75% от имеющейся выборки базальтов преддуговых прогибов, около 30% – базальтов задуговых бассейнов, около 25% – базальтов срединно-океанических хребтов, около 20% – базальтов островных дуг и около 5% – внутриплитных базальтов. Результаты проведенного дискриминантного анализа базальтов Олондинского фрагмента с редуцированной выборкой фанерозойских базальтов показывают, что среди них полностью отсутствуют разности, идентичные базальтам срединно-океанических хребтов (рис. 17а), подтверждая тем самым данные, ранее полученные по другим параметрам (рис. 2, 16а), и разности, идентичные базальтам задуговых бассейнов (рис. 17а), что также согласуется с данными, приведенными на рис. 7. Области пересечения фигуративных точек химического состава базальтов Олондинского фрагмента и базальтов островных дуг и преддуговых прогибов (рис. 17б) не велики, а различия в химическом составе базальтов Олондинского фрагмента и базальтов океанических плато (рис. 17г) статистически значимы. Наиболее близкими к составу базальтов Олондинского фрагмента оказалась часть образцов низко-Ti базальтов крупных магматических провинций. Таким образом, если следовать общепринятому, но далеко не очевидному принципу, согласно которому геодинамические обстановки формирования архейских базальтов соответствуют обстановкам формирования наиболее близких по составу фанерозойских базальтов, то формирование базальтов Олондинского фрагмента можно связать с головной частью мантийного плюма. Однако, принимая во внимание, что множество образцов базальтов Олондинского фрагмента пересекаются всего лишь с 72 образцами “плюмовых” базальтов, что составляет менее 1.5% от общей выборки базальтов крупных магма-

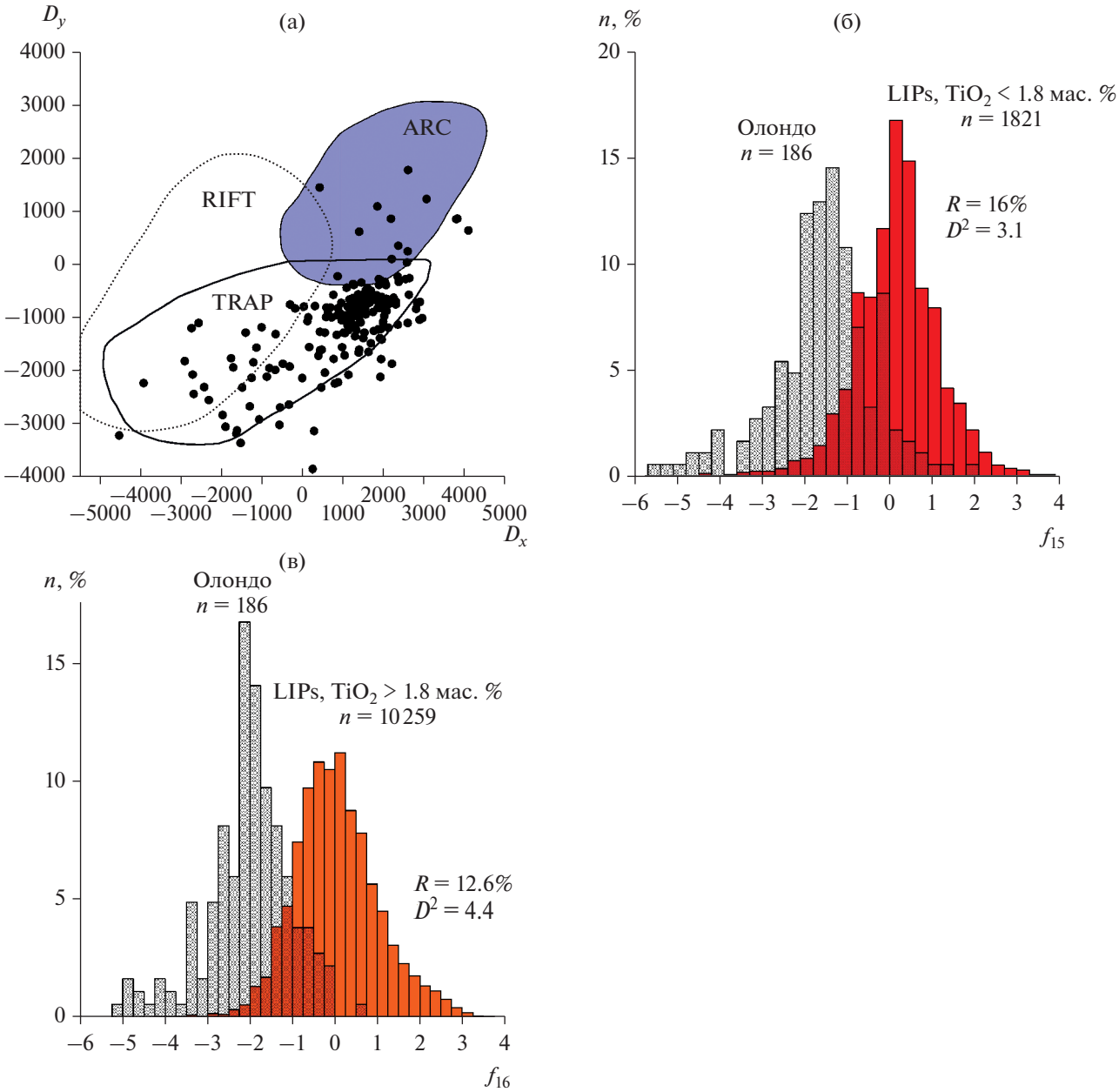


Рис. 15. Сравнение химических составов (петрогенные элементы) базальтов Олондинского фрагмента Токко-Ханинского зеленокаменного пояса (Олондо) и постдокембрийских базальтов крупных магматических провинций (LIPs).
(а) – дискриминантная диаграмма D_x–D_y (Великославинский, Глебовицкий, 2005) с фигуративными точками базальтов Олондинского фрагмента Токко-Ханинского зеленокаменного пояса. ARC, RIFT, TRAP – базальты островных дуг, континентальных рифтов, траппы соответственно.
(б) – результаты дискриминантного анализа базальтов Олондинского фрагмента Токко-Ханинского зеленокаменного пояса (Олондо) и низкотитанистых базальтов фанерозойских крупных магматических провинций (LIPs);
(в) – результаты дискриминантного анализа базальтов Олондинского фрагмента Токко-Ханинского зеленокаменного пояса (Олондо) и высокотитанистых базальтов фанерозойских крупных магматических провинций (LIPs).

тических провинций, сделанный вывод представляется весьма дискуссионным. Вероятно, правильнее всего считать, что фанерозойские геохимические аналоги архейских базальтов Олондинского фрагмента отсутствуют. Таким образом, вопрос о геодинамических обстановках формирования базальтов Олондинского фрагмента Токко-Ханинского зеленокаменного пояса остается открытым, а его решение, по-видимому, выходит за пределы только геохимических исследований.

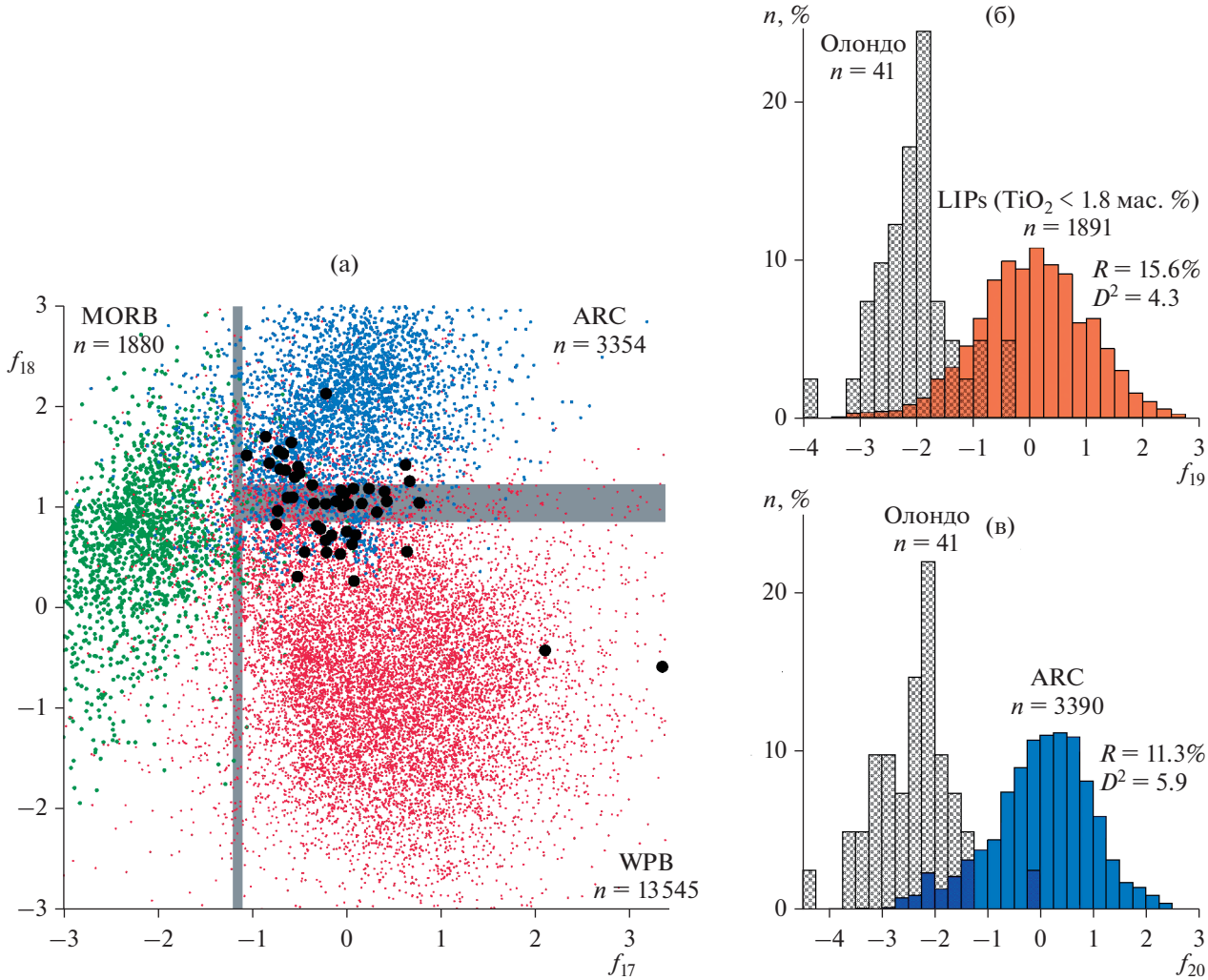


Рис. 16. Сравнение химических составов (петрогенные и малые элементы) базальтов Олондинского фрагмента Токко-Ханинского зеленокаменного пояса (Олондо) с составом фанерозойских базальтов крупных магматических провинций (LIPS) и базальтов островных дуг (ARC).
(а) – дискриминантная диаграмма f_{17}–f_{18} с фигуративными точками базальтов Олондинского фрагмента Токко-Ханинского зеленокаменного пояса (залитые кружки). Обозначения полей: ARC – базальты современных островных дуг, MORB – базальты срединно-океанических хребтов, WPB – базальты внутриплитных обстановок.
(б) – результаты дискриминантного анализа базальтов Олондинского фрагмента Токко-Ханинского зеленокаменного пояса (Олондо) и постдокембрийских низко-Ti базальтов крупных магматических провинций (LIPs).
(в) – результаты дискриминантного анализа базальтов Олондинского фрагмента Токко-Ханинского зеленокаменного пояса (Олондо) и базальтов современных островных дуг (ARC).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные результаты показывают, что химический состав подавляющей части архейских базальтов значительно отличается от состава фанерозойских базальтов. Различия могут быть обусловлены аллохимическими метаморфическими преобразованиями архейских базальтов, спецификой магмообразования в архее и, как следствие, возможным формированием архейских базальтов в специфических геодинамических обстановках, не реализованных в фанерозое, или совместным влиянием этих двух факторов. К сожалению, данные, на основании которых можно было бы количественно оценить воздействие “метаморфического” фактора, отсутствуют. Использование содержаний только неподвижных элементов также, скорее всего, не позволяет снизить влияние фактора метаморфических преобразований, которое определяется не только соотношениями привноса–выноса химических элементов, но и изменением массы протолита и сформировавшейся метаморфической породы. В связи с этим могут быть небезынтересными результаты дискриминантного анализа обобщенной выборки неметаморфизованных фанерозойских базальтов и амфиболитов, протолитами которых являются фанерозойские базальты. В этом случае

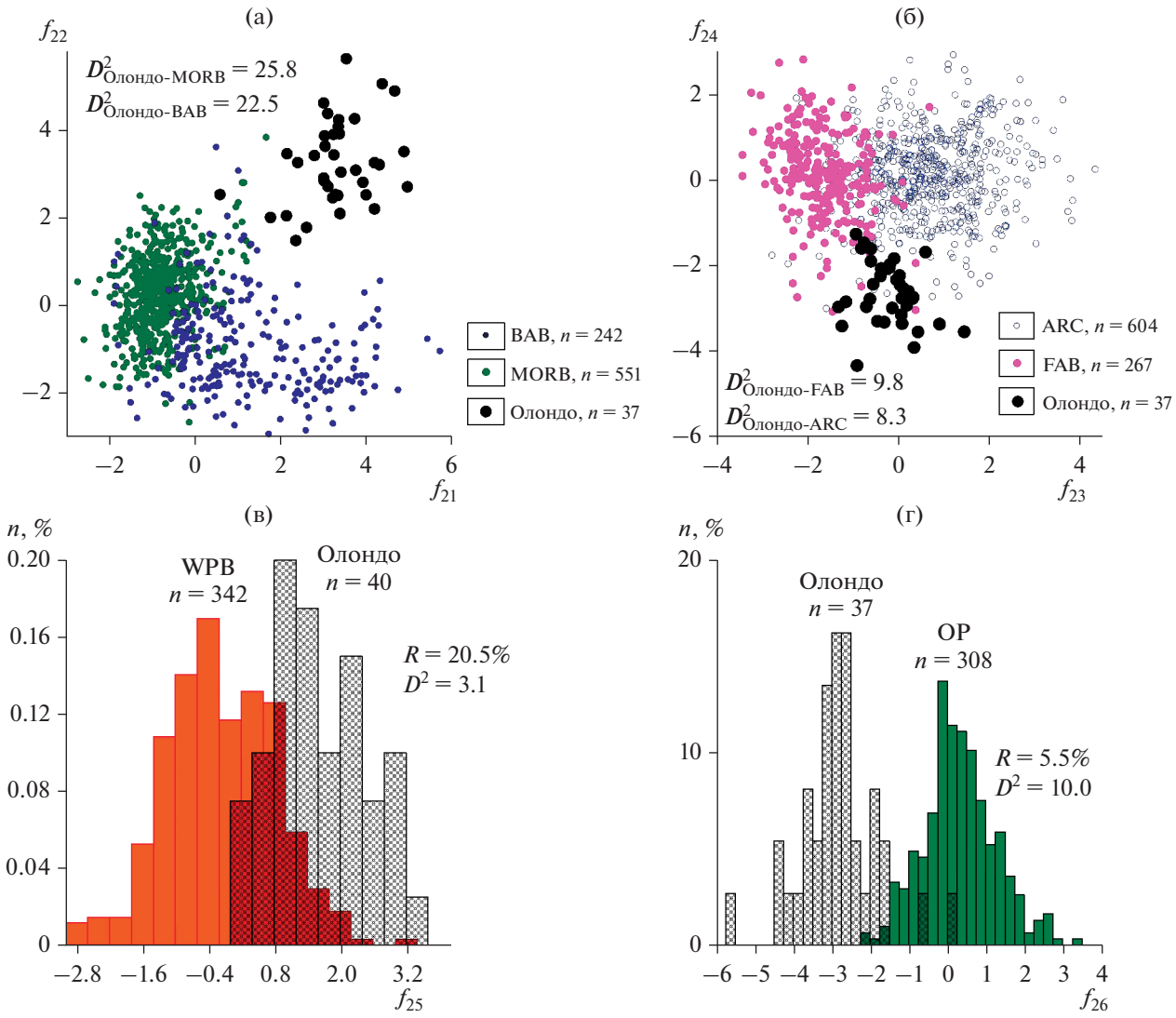


Рис. 17. Результаты дискриминантного анализа базальтов Олондинского фрагмента Токко-Ханинского зеленокаменного пояса и постдокембрийских базальтов разных геодинамических обстановок, наиболее близких по химическому составу к базальтам Олондинского фрагмента (пояснения в тексте).
(а) – дискриминантная диаграмма, разделяющая базальты Олондинского фрагмента (Олондо), базальты срединно-океанических хребтов (MORB) и базальты задуговых бассейнов (BAB).
(б) – дискриминантная диаграмма, разделяющая базальты Олондинского фрагмента (Олондо), базальты островных дуг (ARC) и преддуговых прогибов (FAB).
(в) – дискриминантная диаграмма, разделяющая базальты Олондинского фрагмента (Олондо) и внутриплитные базальты (WPB).
(г) – дискриминантная диаграмма, разделяющая базальты Олондинского фрагмента (Олондо) и базальты океанических плато (OP).

различия в химическом составе можно было бы связать с аллохимическими преобразованиями. Однако значительные различия не обнаружены (рис. 18). Принимая во внимание сравнительно небольшой объем выборки амфиболитов, полученные результаты также нельзя рассматривать как доказательство отсутствия воздействия “метаморфического” фактора, но это дает основание предполагать, что различия в химическом составе архейских и фанерозойских базальтов определяются в том числе и спецификой условий магмообразования в архее.

Наши данные показали, что среди архейских базальтов отсутствуют (на 95% уровне значимости) базальты, идентичные по составу MORB и OIB, что хорошо согласуется с результатами, полученными ранее (Barnes et al., 2012; Barnes, Arnd, 2019) на несколько ином фактическом материале, и иными (с помощью бинарных диаграмм (Mg#–Cr, Mg#–Ni, Mg#–La, $(La/Sm)_N$–$(Nb/Yb)_N$, Nb/Yb–

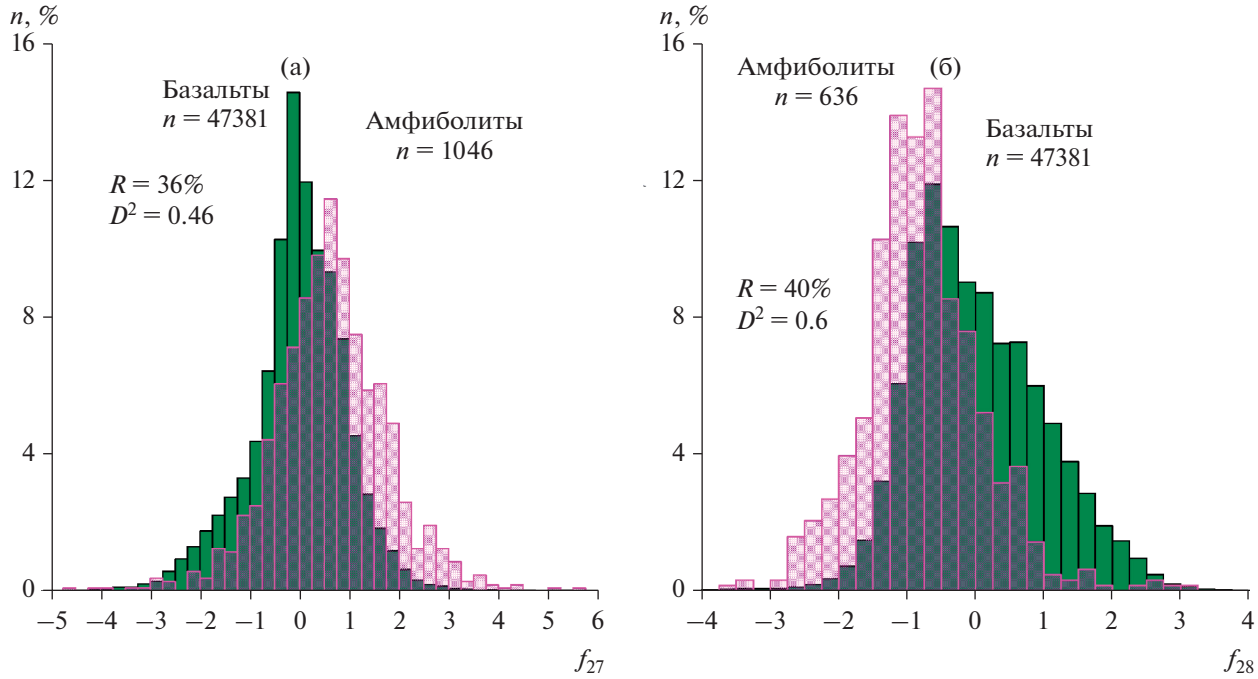


Рис. 18. Результаты дискриминантного анализа неметаморфизованных базальтов и амфиболитов, протолитами которых послужили фанерозойские базальты.

Th/Yb) методами, учитывающими более ограниченный набор геохимических характеристик.

Вероятность соответствия химического состава архейских базальтов составам как континентальных, так и океанических базальтов крупных магматических провинций также мала (рис. 5, 6, 10). Однако, согласно данным (Barnes et al., 2012; Barnes, Arnd, 2019), базальты именно этих обстановок рассматриваются в качестве наиболее вероятных аналогов архейских низко-Th базальтов. Для проверки этого предположения был дополнительно проведен сравнительный анализ химического состава архейских низко-Th базальтов и низко-Th фанерозойских базальтов крупных континентальных магматических провинций (рис. 19а, 19б) и океанических плато (рис. 19в, 19г), который выявил существенные различия сравниваемых выборок. Таким образом, наиболее близкими к архейским базальтам по химическому составу являются базальты преддуговых прогибов (рис. 8). Если исходить из далеко неочевидного принципа, согласно которому геодинамические обстановки формирования архейских базальтов соответствуют таковым фанерозойских базальтов с идентичным химическим составом, можно предполагать, что значительная часть архейских базальтов образовывалась в условиях преддуговых прогибов на самых начальных этапах субдукции. Если это предположение верно, то архейскую тектонику плит можно рассматривать как взаимодействие незначительных по размерам и движущихся с большими скоростями микроплит, в результате чего субдукционные процессы ограничивались формированием только преддуговых прогибов и прерывались последующеей коллизией, обусловившей, в свою очередь, проявление интенсивного гранитоидного адакитоподобного магматизма (наподобие фанерозойского постколлизионного “slab-failure” магматизма (Hildebrand et al., 2018)).

Такой сценарий позволяет, в частности, объяснить отсутствие в архее базальтов, идентичных современным базальтам островных дуг и задуговых бассейнов. Однако это всего лишь предположение. Представляется, что выявленную геохимическую специфику архейских базальтов нельзя рассматривать как доказательство специфических тектонических режимов в архее. Не исключено, что в аналогичных архейских и фанерозойских геодинамических обстановках различия в химическом составе формирующихся базальтов были обусловлены различиями в составе источников и *P-T*-условиях плавления. Однако решение этого вопроса выходит за рамки настоящей статьи. Таким образом, главным следствием проведенного исследования является неприменимость геодинамической систематики базальтов, разработанной для фанерозоя, для геодинамической типизации подавляющей части архейских базальтов. Хотя в целом вероятность идентичности химического состава архейских базальтов какого-либо конкретного комплекса и фанерозойских базальтов невелика, но все-таки отлична от нуля. Поэтому

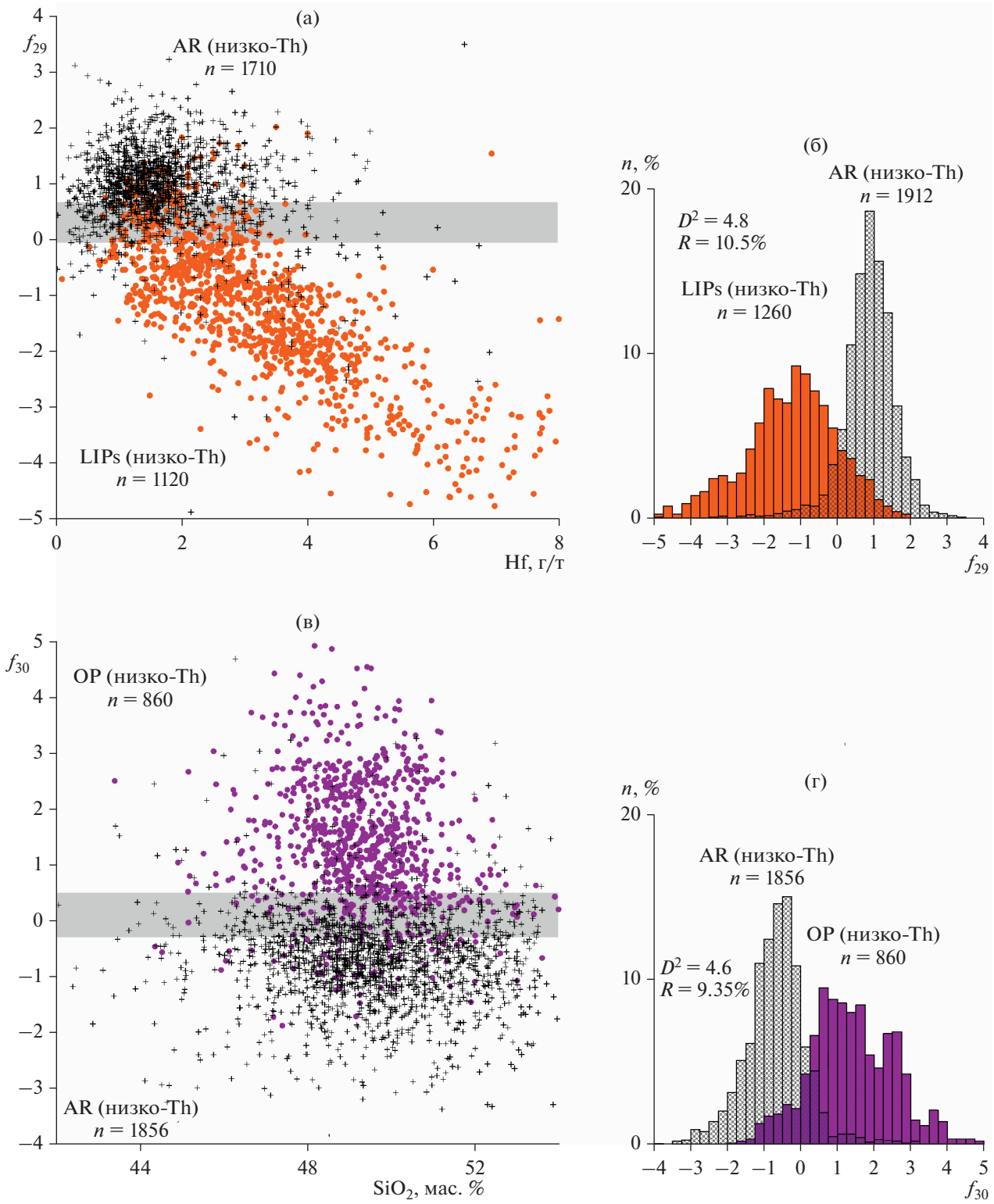


Рис. 19. Результаты дискриминантного анализа низко-Th архейских базальтов.
(а) – диаграмма Hf–f_{29} с фигуративными точками низко-Th архейских базальтов и низко-Th базальтов континентальных фанерозойских крупных магматических провинций.
(б) – гистограмма распределения значений f_{29} для низко-Th архейских базальтов и низко-Th базальтов континентальных фанерозойских крупных магматических провинций.
(в) – диаграмма SiO_2–f_{30} с фигуративными точками низко-Th архейских базальтов и низко-Th базальтов океанических плато.
(г) – гистограмма распределения значений f_{30} для низко-Th архейских базальтов и низко-Th базальтов океанических плато.

процедура идентификации архейских базальтов на основе систематики фанерозойских базальтов не совсем безперспективна, но результаты сопоставлений, полученных с помощью того или иного ограниченного набора геохимических характеристик, необходимо дополнительно проверять, как это показано на примере базальтов Олондинского фрагмента. Сопоставление составов раннепротерозойских докембрийских и фанерозойских базальтов (рис. 1) позволяют предположить, что начиная с неопротерозоя их различия нивелируются.

ВЫВОДЫ

1. Сопоставление химического состава фанерозойских океанических, островодужных и внутриплитных базальтов с базальтами архейских зеленокаменных поясов и высокометаморфизованных гнейсовых комплексов показывает их существенные отличия. В связи с этим геохимические систематики геодинамической типизации фанерозойских базальтов в большинстве случаев не могут быть использованы для реконструкций геодинамических обстановок формирования архейских базальтов. Полученные результаты проиллюстрированы на примере мезоахейских базальтов Олондинского фрагмента Токко-Ханинского зеленокаменного пояса.

2. Есть все основания полагать, что разработанные для фанерозойских базальтов геохимические подходы к их геодинамической типизации вполне пригодны для палеогеодинамических реконструкций формирования базальтов протерозоя.

Благодарности. Авторы выражают искреннюю благодарность В.В. Ярмолюку и А.А. Арзамасцеву, конструктивные замечания которых позволили значительно улучшить статью.

Источники финансирования. Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проекты №№ 18-55-52001, 19-05-00175), РНФ (проект № 19-17-00205) и ИГГД РАН (тема FMNU-2019-0005).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Великославинский С.Д., Крылов Д.П. Геодинамическая типизация базальтов по геохимическим данным // Геотектоника. 2014. № 6. С. 77–91.

Великославинский С.Д., Глебовицкий В.А. Новая дискриминантная диаграмма для классификации островодужных и континентальных базальтов по петрохимическим данным // Докл. АН. 2005. Т. 401. № 2. С. 308–310.

Великославинский С.Д., Котов А.Б., Крылов Д.П., Ларин А.М. Геодинамическая типизация адакитовых гранитоидов по геохимическим данным // Петрология. 2018а. Т. 26. № 3. С. 1–10.

Великославинский С.Д., Плоткина Ю.В., Анисимова И.В. и др. Новые данные о возрасте тоналит-трондьемитовых ортогнейсов олекминского комплекса центральной части Чара-Олекминского геоблока Алданского щита // Докл. АН 2018б. Т. 482. № 5. С. 547–552.

Глебовицкий В.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ларин А.М. и др. Гранулитовые комплексы Джугджуро-Становой складчатой области и Пристанового пояса: возраст, условия и геодинамические обстановки проявления метаморфизма // Геотектоника. 2009. № 4. С. 3–15.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист О-50. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2010.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист О-51. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015.

Котов А.Б. Граничные условия геодинамических моделей формирования континентальной коры Алданского щита. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. СПб.: СПбГУ, 2003. 78 с.

Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ларин А.М. и др. Раннепротерозойские гранитоиды зоны сочленения Олекминской гранит-зеленокаменной и Алданской гранулито-гнейсовой областей, Алданский щит: возраст, источники и геодинамические условия формирования // Петрология. 2004. Т. 12. № 1. С. 46–67.

Ларин А.М., Котов А.Б., Великославинский С.Д. и др. Раннедокембрийские гранитоиды А-типа Алданского щита и его складчатого обрамления: источники и геодинамические обстановки формирования // Петрология. 2012. Т. 20. № 3. С. 242–265.

Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Каларский комплекс (Алдано-Становой щит) – древнейший представитель анортозит-мангерит-чарнокит-гранитной магматической ассоциации // Петрология. 2006. Т. 14. № 1. С. 4–24.

Попов Н.В., Смелов А.Н., Добрецов Н.Н., Богомолова Л.М. Олондинский зеленокаменный пояс. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1990. 172 с.

Пухтель И.С., Журавлев Д.З. Петрология основных-ультраосновных метавулканитов и ассоциирующих с ними пород Олондинского зеленокаменного пояса, Алданский щит // Петрология. 1993. Т. 1. № 3. С. 308–348.

Arndt N.T., Bruzak G., Reischmann T. The oldest continental and oceanic plateaus: Geochemistry of basalts and komatiites of the Pilbara craton, Australia // Spec. Pap. Geol. Soc. Amer. 2001. V. 352. P. 359–387.

Barnes S.J., Arnd N.T. Distribution and geochemistry of komatiites and basalts through the Archean // Earth's Oldest Rocks. Second Edition. Eds. M.J. Van Kranendonk, V.C. Bennett, J.E. Hoffmann, 2019. Ch. 6. P. 103–132.

Barnes S.J., Van Kranendonk M.J., Sonntag I. Geochemistry and tectonic setting of basalts from the Eastern Goldfields Superterrane // Australian J. Earth Sci. 2012. V. 59. P. 707–735.

Cook Y.A., Sanislav I.V., Hammerli J. et al. A primitive mantle source for the neoarchean mafic rocks from the Tanzania Craton // Geosci. Front. 2016. V. 7. P. 911–926.

Deng H., Kusky T., Polat A. et al. A 2.5 Ga fore-arc subduction-accretion complex in the Dengfeng Granite-Green-

stone Belt, Southern North China Craton // Precambrian Res. 2016. V. 275. P. 241–264.

Hildebrand R.S., Whalen J.B., Bowring S.A. Resolving the crustal composition paradox by 3.8 billion years of slab failure magmatism and collisional recycling of continental crust // Tectonophysics. 2018. V. 734–735. P. 69–88.

Hollings P., Kerrich R. An Archean arc basalt-Nb-enriched basalt-adakite association: The 2.7 Ga Confederation Assemblage of The Birch-Uchi greenstone belt, Superior Province // Contrib. Mineral. Petrol. 2000. V. 139. P. 208–226.

Keller B., Schoene B. Plate tectonics and continental basaltic geochemistry throughout Earth history // Earth Planet. Sci. Lett. 2018. V. 481. P. 290–304.

Klausen M.B., Szilas K., Kokfelt T.F. et al. Tholeiitic to calc-alkaline metavolcanic transition in the archean Nigerlikasik supracrustal belt, SW Greenland // Prec. Res. 2017. V. 302. P. 50–73.

Parks J., Shoufa L., Davis D.W. et al. Meso- and Neoarchean evolution of the Island Lake greenstone belt and the northwestern Superior Province: Evidence from lithogeochemistry, Nd isotope data, and U-Pb zircon geochronology // Prec. Res. 2014. V. 246. P. 160–179.

Polat A., Appel P.W.U., Frei R. et al. Field and geochemical characteristics of the Mesoarchean (~3075 Ma) Ivisaartoq greenstone belt, southern West Greenland: Evidence for seafloor hydrothermal alteration in supra-subduction oceanic crust // Gondwana Res. 2007. V. 11. Iss. 1–2. P. 69–91.

Reagan M.K., Ishizuka O., Stern R.J. et al. Fore-arc basalts and subduction initiation in the Izu-Bonin-Mariana system // Geochem., Geophys., Geosyst. (Electronic J. Earth Sci.). 2010. V. 11. № 3.

Smithies R.H., Van Kranendonk M.J., Champion D.C. It started with a plume – Early Archean basaltic proto-continental crust // Earth Planet. Sci. Lett. 2005. V. 238. P. 284–297.

Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts // Magmatism in oceanic basin // Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313–345.

Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: its composition and evolution. Oxford: Blackwell Publication, 1985. 312 p.

Wyman D.A., Ayer J. A., Devaney J.R. Niobium-enriched basalts from the Wabigoon Subprovince, Canada: evidence for adakitic metasomatism above an Archean subduction zone // Earth Planet. Sci. Lett. 2000. V. 179. P. 21–30.

Comparative Analysis of the Compositions of Archean and Phanerozoic Basalts: Possibilities and Limitations of Geodynamic Reconstructions on Geochemical Data

S. D. Velikoslavinskii[1], D. P. Krylov[1], A. B. Kotov[1], V. P. Kovach[1], E. V. Tolmacheva[1], and T. M. Skovitina[2]

[1]*Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia*

[2]*Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia*

A comparison was made of the chemical compositions of Phanerozoic basalts of all known geodynamic settings (mid-ocean ridges, oceanic plateaus, oceanic islands, island arcs, fore-arc and back-arc basins, continental rifts, large igneous provinces) and Archean basalts, including basalts of greenstone belts and high grade gneiss complexes. Linear discriminant analysis has shown that Archean basalts differ significantly from Phanerozoic basalts in terms of the content of the least mobile major and minor elements. In this regard, the geochemical systematics of Phanerozoic basalts in most cases cannot be used to reconstruct the geodynamic settings of the Archean basalts. The results obtained are illustrated by the example of the Mesoarchean basalts of the Olondo fragment of the Tokko-Khani greenstone belt.

Kewords: geochemical characteristics of basalts, geodynamic settings, discriminant analysis, Archaean, Phanerozoic, Aldan shield, Olondo fragment of the Tokko-Khani greenstone belt

ПЕТРОЛОГИЯ, 2021, том 29, № 5, с. 536–551

УДК 552.1(470.22)

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ПОЯВЛЕНИЯ СТАВРОЛИТА В МЕТАПЕЛИТАХ ПРИ СРЕДНЕТЕМПЕРАТУРНОМ МЕТАМОРФИЗМЕ НИЗКИХ И СРЕДНИХ ДАВЛЕНИЙ

© 2021 г. Е. Б. Борисова[a, b, *], Ш. К. Балтыбаев[a, b, **]

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

[b] *Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия*

**e-mail: jenyaborisova98@gmail.com*

***e-mail: shauket@mail.ru*

Поступила в редакцию 26.12.2020 г.
После доработки 16.01.2021 г.
Принята к публикации 28.01.2021 г.

Закономерное появление и последующее исчезновение ставролита с ростом температуры в зонально-метаморфизованных комплексах используется для оценки выделения ставролитовой зоны, которая, наряду с другими метаморфическим зонами, отражает пространственное распределение температуры при формировании метаморфической зональности. Ставролитсодержащие парагенезисы минералов появляются в метапелитах благоприятного химического состава при температуре ~500–650°C. Достаточно узкий температурный диапазон устойчивости ставролита позволяет прогнозировать присутствие или отсутствие этого минерала при наличии представительных данных о составе протолита. Предложен способ определения потенциально ставролитсодержащих пород с помощью расчетных петрохимических модулей, значения которых откалиброваны на природных объектах и смоделированных составах пород, возможных в природе. Рассмотрены четыре петрохимических модуля в виде соотношения главных породообразующих компонентов: Al_2O_3/SiO_2, CaO/FM (где FM = FeO + Fe_2O_3 + MgO), K_2O/FM и Na_2O/FM в метаморфических породах, которые можно использовать для оценки возможности появления ставролита при достижении определенного порога *P-T* параметров. Их применение позволит более достоверно выделять и устанавливать границы ставролитовой зоны, например, при составлении метаморфических карт.

Ключевые слова: ставролит, метаморфическая зональность, петрохимический модуль, метаморфизм, минеральный парагенезис

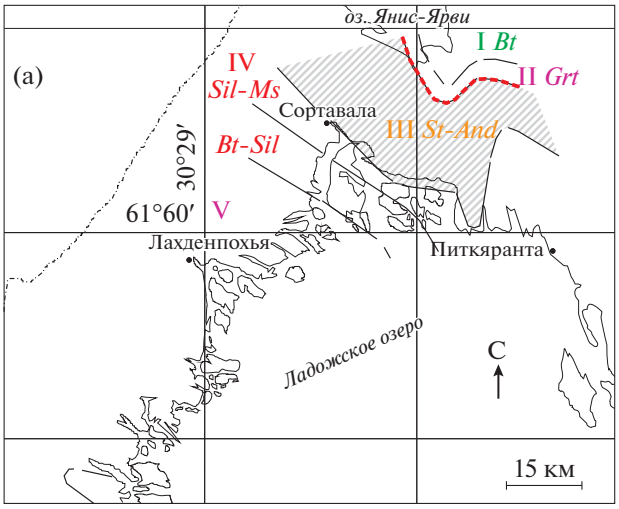
DOI: 10.31857/S0869590321040026

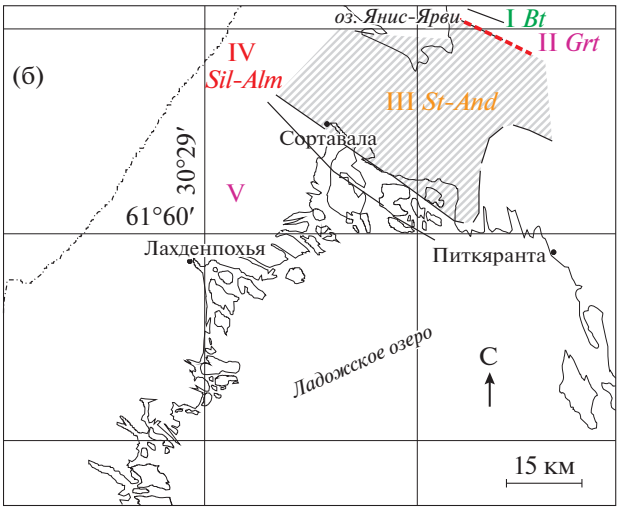
ВВЕДЕНИЕ

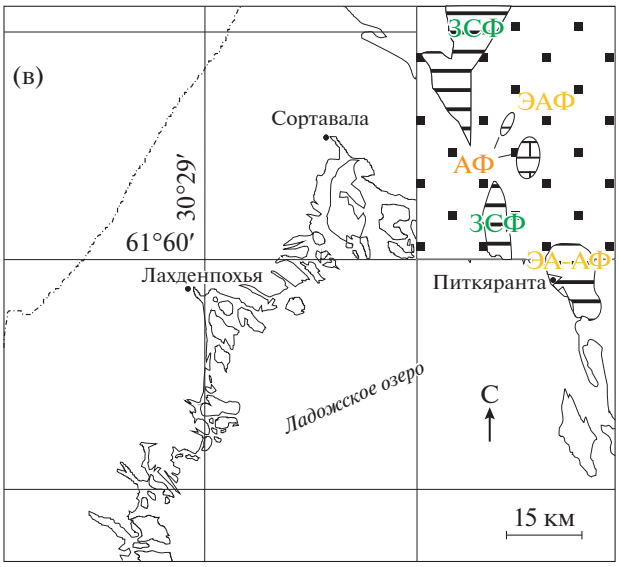
Железо-магнезиальный ставролит (Fe^{2+}, Mg, Zn)$_2$Al$_9$[(Si, Al)O$_4$]$_4$O$_4$(OH)$_2$ является типичным метаморфическим индекс-минералом высокоглиноземистых пород, в частности метапелитов, так как он имеет ограниченную *P-T* область устойчивости в среднетемпературных метаморфических комплексах (Barrow, 1893; Кориковский, 1979; Ballèvre et al., 1989; Chopin et al., 2003 и др.).

Изученные нами ставролитсодержащие породы распространены в Северном Приладожье, где развит зональный высокоградиентный региональный метаморфизм андалузит-силлиманитовой фациальной серии, выражающийся в смене минеральных парагенезисов от андалузитовых, ставролит-андалузитовых, силлиманит-мусковитовых, силлиманит-калишпатовых, кордиерит-калишпатовых и до высокотемпературных гранат-кордиерит-калишпатовых (Нагайцев, 1974; Судовиков и др., 1970; Балтыбаев и др., 2000).

Изучению этого зонально-метаморфизованного комплекса было посвящено немало работ, начиная с середины прошлого столетия (Судовиков, 1954; Нагайцев, 1965, 1974; Кицул, 1963; Предовский и др., 1967; Судовиков и др., 1970; Великославинский, 1972; Балтыбаев и др., 2000, 2009) и, несмотря на хорошую изученность региона с проведением детального площадного геологического картирования, выделение ставролитовой изограды в северной части метаморфического комплекса оказалось неоднозначным. В 70-е годы XX века были предложены различные варианты схем метаморфической зональности (рис. 1а, 1б), их отличия особенно ярко видны при определении низкотемпературной границы ставролитовой зоны (и, соответственно, фациальной принадлежности пород) на этой площади.







----- Низкотемпературная граница ставролит-андалузитовой зоны

Рис. 1. Схемы метаморфической зональности Северного Приладожья.
(а) – по Ю.В. Нагайцеву (1965, 1974), (б) – по А.А. Предовскому с соавторами (1967), (в) – по (Геологическое ..., 1989ф). Название метаморфических зон: I – биотитовая, II – гранатовая, III – ставролит-андалузитовая, IV – силлиманит-мусковитовая (-альмандиновая) и биотит-силлиманитовая, V – ультраметаморфизма. Фации метаморфизма: ЗСФ – зеленосланцевая, ЭАФ – эпидот-амфиболитовая (зона ставролита), ЭА-АФ эпидот-амфиболитовая–амфиболитовая фации, нерасчлененные. На схеме (в) при выделении фаций метаморфизма использовалась схема фаций по Н.Л. Добрецову (1969), эпидот-амфиболитовая фация, по *P-T* параметрам соответствующая ставролитовой фации по С.П. Кориковскому (1979). Неоднозначность проведения низкотемпературной границы ставролитовой зоны отчетливо видна при сравнении рисунков (а) и (б).

При картировании метаморфической зональности Ю.В. Нагайцевым (1965, 1974) и Д.А. Великославинским (1972) минеральные изограды были определены по данным петрографических исследований, т.е. наблюдались критические минеральные ассоциаций при смене минеральных парагенезисов – мусковитовых – более высокотемпературными биотит-ставролитовыми:

$$Ms^{1} + Chl \rightarrow Bt + And \pm St + Qtz + H_2O;$$

$$Ms + Chl \pm Mgt \rightarrow Bt + St + Qtz + H_2O.$$

А.А. Предовский с коллегами (1967), основываясь на наблюдениях геологического строения и вещественного состава толщ в этом регионе, установили границу появления ставролита севернее – в более низкотемпературной зоне (рис. 1б).

Более поздние полевые работы по ГДП-200, сопровождаемые составлением карты метаморфизма (Геологическое ..., 1989), также не внесли ясность в этот вопрос, однако привели к появлению еще одной схемы метаморфической зональности, в которой положение пород ставролитовой субфации отличается от указанных выше (рис. 1в).

Неоднозначная интерпретация положения ставролитовой изограды объясняется, с нашей точки зрения, некоторыми особенностями, связанными с появлением ставролита: кроме необходимых *P-T* условий для его образования, требуется также подходящий химический состав исходных пород. При отсутствии ставролита в породе ее могли относить к зоне более низкотемпературного метаморфизма, считая, что температура здесь не достигала уровня появления ставролита.

[1] Символы минералов: *Alm* – альмандин, *Amph* – амфибол, *Als* – минералы с общей формулой Al_2SiO_5, *An* – анортит, *And* – андалузит, *Bt* – биотит, *Chl* – хлорит, *Crd* – кордиерит, *Fib* – фибролит, *Fsp* – полевой шпат, *Grt* – гранат, *Ilm* – ильменит, *Kfs* – калиевый полевой шпат, *Ky* – кианит, *Mgt* – магнетит, *Ms* – мусковит, *Opx* – ортопироксен, *Pl* – плагиоклаз, *Qtz* – кварц, *Ru* – рутил, *Sil* – силлиманит, *Sp* – шпинель, *St* – ставролит, *Ta* – тальк, *Tit* – титанит.

Ввиду того, что появление ставролитсодержащих парагенезисов зависит не только от температуры метаморфизма (~500–650°C в Fe–Mg метапелитовых системах), но и от химического состава протолита (благоприятны высокоглиноземистые протолиты, имеющие ряд особенностей), нами предлагается способ выявления потенциально ставролитсодержащих пород с помощью использования расчетных "петрохимических модулей". Значения этих модулей рассчитаны таким образом, чтобы предсказывать присутствие ставролита в среднетемпературных метаморфических толщах, содержащих породы широкого химического состава.

Петрохимические модули в виде соотношения главных породообразующих компонентов могут служить объективными и количественно однозначными параметрами для метаморфизованных пород, ориентируясь на которые возможно определить появление ставролита при достижении определенного порога температуры и давления. Важно, что наличие метаморфического ставролита возможно только в весьма узком диапазоне температур, хотя при этом площади распространения ставролитсодержащих пород в зональных комплексах занимают десятки или первые сотни км^2. Предложенный способ, кроме уточнения границ зоны, должен помочь также при определении степени метаморфизма ставролитовой фации (субфации), даже если этот минерал не наблюдается. Очевидно, что ошибочное отнесение пород, не содержащих ставролит, к доставролитовой зоне повлияло на отражение границ зонально-метаморфизованного комплекса на метаморфических картах или схемах в Северном Приладожье в рассмотренных выше примерах (Нагайцев, 1965, 1974; Предовский и др., 1967; Великославинский, 1972; Геологическое ..., 1989).

Целью настоящей работы является определение и обоснование диапазонов соотношений ключевых петрогенных компонентов в метапелитах, используемых в качестве критериев при выделении ставролитовой зоны и фации метаморфизма, как в Северном Приладожье, так и других регионах, где развиты среднетемпературные метаморфические комплексы.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ, МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Для выявления составов протолитов, потенциально благоприятных для появления ставролита, были использованы ставролитсодержащие метапелиты Северного Приладожья. Химические составы близкорасположенных к ним гнейсов и сланцев, не содержащих ставролит, использовались как эталонные образцы с петро- и геохимическими параметрами, исключающими появление ставролита, несмотря на достижение условий ставролитовой фации метаморфизма.

Кроме того, базируясь на эмпирическом материале состав породы–наличие/отсутствие ставролита, проводилось компьютерное моделирование минералообразования. Нами получено 100-процентное соответствие наличия ставролита природным наблюдениям, а в породах, не содержащих ставролит, он не воспроизводился. Благодаря этому появилась возможность для компьютерного моделирования с использованием широкого диапазона состава протолитов и, соответственно, возможность предсказывать наличие или отсутствие этого минерала для различных "теоретических" составов протолитов, которые возможно генерировать на базе реальных составов метапелитов.

В работе использовано 74 образца ставролитсодержащих метапелитов из разных регионов, 22 – бесставролитовых пород в окружении ставролитсодержащих, а также 574 образца теоретических составов протолита, близких к метапелитовому составу. Из 47 образцов пород Северного Приладожья – 25 со ставролитовыми парагенезисами, 22 – без них. При выборе 27 образцов ставролитовых пород из 11 других регионов предпочтение отдавалось не количеству образцов из одного региона (они, как правило, близкого состава), а наоборот – региональному разнообразию, чтобы охватить как можно больший диапазон составов пород.

Нами не использовались ставролитовые парагенезисы из метабазитовых метаморфических комплексов (обычно это высококальциевые и высокомагнезиальные породы) и из высокобарических обстановок. Соответственно, диапазон применимости нижеизложенных петрохимический модулей ограничен метапелитовыми породами низко- и умеренно-барических метаморфических комплексов.

Компьютерное моделирование минеральных парагенезисов основано на минимизации энергии Гиббса. В настоящей работе моделирование фазовых равновесий выполнялось с помощью программы PERPLEX v. 6.88 и v. 6.90 (Connolly, 1990, с обновлениями до 2020 г.) с базой термодинамических данных минералов и твердых растворов биотита, плагиоклаза, амфиболов, хлоритов, граната, шпинели, ортопироксена, светлых слюд, хлоритоида, ставролита, кордиерита, ильменита в системе MnNCKFMASH ($MnO–Na_2O–CaO–K_2O–FeO–MgO–Al_2O_3–SiO_2–H_2O–CO_2$) hp02ver (Holland, Powell, 2011).

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНАТ-СТАВРОЛИТ-БИОТИТОВЫХ СЛАНЦЕВ

Для определения петрохимических модулей была отобрана коллекция основных разновидностей пород из среднетемпературной зоны Северного Приладожья: биотитовые, двуслюдяные, гранат-биотитовые, ставролит-биотитовые, гранат-ставролит-биотитовые и амфиболсодержащие гнейсы и сланцы. Вещественные характеристики были определены для всех, хотя ниже подробно описываются только породы со ставролитом.

Гранат-ставролит-биотитовые сланцы характеризуются лепидо- и порфиробластовой структурой с мелкозернистым матриксом и линейно-сланцеватой текстурой. Порфиробласты представлены крупными идиоморфными кристаллами ставролита и граната (рис. 2). Сланцеватость обусловлена однонаправленной ориентировкой зерен биотита, кварца, плагиоклаза и мусковита в основной массе.

Ставролит. Кристаллы ставролита имеют призматический уплощенный облик, размером до 1 см и более. Выделяются ситовидным строением, в центральной части насыщены включениями кварца, монацита, ильменита, по трещинам и слабым зонам развиваются вторичные минералы – мусковит, биотит, хлорит, плагиоклаз. Характеризуется относительно постоянной железистостью (X_{Fe} = 0.85–0.90), при этом от центра к краю понижается титанистость (0.64–0.27 мас.% TiO_2), неравномерно повышается содержание Zn (0.09–0.56 мас. % ZnO), содержание Mn варьирует (0.0–0.16 мас. % MnO).

Гранат. Порфиробласты минерала представлены крупными кристаллами ромбододекаэдрического габитуса (от 2 до 10 мм в поперечнике). Характерны S-образные структуры роста и перекристаллизации. Содержит небольшое количество мелких включений кварца, ильменита. Химический состав однородный, зональность проявлена крайне слабо. Содержание миналов: *альмандин* (86.00–88.93%), *спессартин* (0.00–1.83%), *пироп* (5.83–9.50%), *гроссуляр* (3.40–4.73%). Обычно ставролит и гранат не демонстрируют признаков реакционного замещения и обмена компонентами, хотя иногда на границе этих двух минералов встречается тонкая (~50 нм) кварцевая кайма с мелкими игольчатыми выделениями ильменита.

Биотит представлен пластинчатыми кристаллами (~0.2 × 0.03 мм), часто облекает порфиробласты граната. По железистости биотит на контакте с гранатом и биотит из матрикса не отличаются (X_{Fe} = 0.58–0.62), но при этом первый содержит меньше TiO_2 (0.87–1.48 мас. %), чем последний (1.50–1.72 мас. %).

Плагиоклаз. Присутствует в матриксе совместно с кварцем и биотитом, а также в зонах замещения ставролита в ассоциации с мусковитом, биотитом и кварцем. Представлен олигоклазом (An_{13-17}).

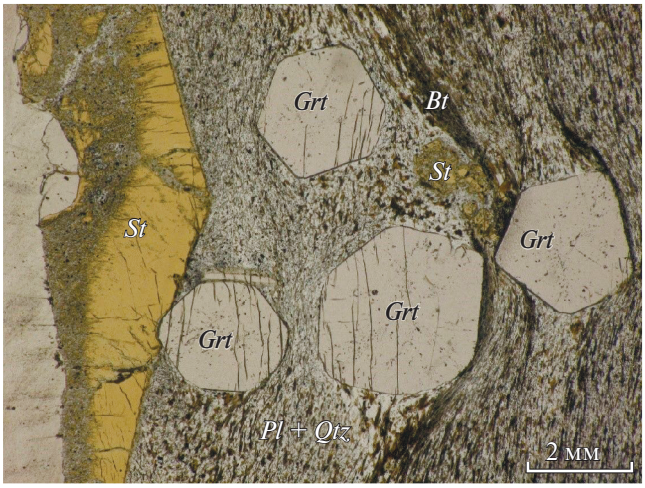


Рис. 2. Микрофотография шлифа гранат-ставролитового сланца.
Обр. Б-05-177, увел. 40×, без анализатора.

Мусковит. Имеет вытянутую пластинчатую форму, рассеян в матриксе, а также совместно с биотитом и плагиоклазом замещает ставролит. (Si + Ti) = 2.76–2.86 ат./ф.е., (Fe + Mg) = 0.08–0.14 ат./ф.е., K/(Na + K) = 0.78–0.90. Мусковит, образующийся в трещинах ставролита, характеризуется пониженным содержанием TiO_2 (0.10–0.24 мас. %).

Хлорит. Является вторичным минералом, образуется по биотиту в матриксе, а также в ассоциации с мусковитом, биотитом и плагиоклазом развивается по трещинам в ставролите.

Ильменит. Присутствует в виде изометричных и удлиненных зерен (до 50 нм) как в матриксе породы, так и в виде включений в ставролите и гранате. Содержит примесь Mn (0.31–0.52 мас. %).

Монацит. Представлен мелкими зернами, рассеянными в матриксе и в виде включений в ставролите и гранате.

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ПОРОД

Составы метаморфических пород нанесены на треугольную диаграмму Н.П. Семененко (Ефремова, Стафеев, 1985) для их классификации и установления возможной первичной природы протолита (рис. 3).

Нами были выделены 5 групп пород, отражающих разновидности ладожской серии. Большинство составов метаморфических пород принадлежит алюмосиликатным и железисто-магнезиально-алюмосиликатным полям (рис. 3), в основном концентрируясь на границе этих двух полей. За-

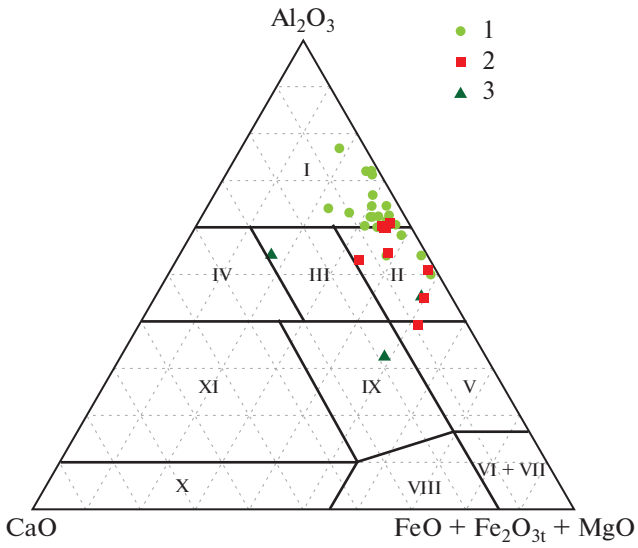


Рис. 3. Диаграмма A–C–FM для пород среднетемпературной зоны метаморфизма Северного Приладожья.
1 – *Bt* и *Grt-Bt, Bt-Ms* сланцы, 2 – *St, St-Grt* сланцы, 3 – *Amph* сланцы. Название полей по Н.П. Семененко (Ефремова, Стафеев, 1985): I – алюмосиликатные, II – железисто-магнезиально-алюмосиликатные, III – 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.

метно выбиваются из общего распределения амфиболовые и ставролитовые сланцы.

У амфиболовых сланцев, отличающихся повышенной известковистостью, скорее всего, протолит содержал большее количество вулканогенного материала основного состава, источником которого могли быть продукты разрушения палеопротерозойских вулканитов базитового состава сортавальской серии, залегающей на архейских породах (Ладожская ..., 2020).

Ставролитовые сланцы, как и большинство парагнейсов и парасланцев региона, интерпретируются как метаморфизованные толщи палеопротерозойских турбидитов ладожской серии, перекрывающей метавулканиты сортавальской серии (Ладожская ..., 2020).

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

При моделировании фазовых минеральных равновесий с помощью программы PERPLEX (Connolly, 1990) входными данными служили результаты химических анализов метапелитов (табл. 1). При решении прямой задачи моделирования, т.е. поиске наблюдаемых в природе минеральных парагенезисов при заданных составе породы и *P-T* параметрах, предполагалось, что система содержит водно-углекислотный флюид, мольная доля углекислоты в котором принята равной 0.3, по данным изучения флюидных включений в синметаморфических кварцевых жилах из метапелитов (Балтыбаев и др., 2000). Производились контрольные пересчеты для части фазовых диаграмм при CO_2 в водно-углекислотном флюиде с мольными долями углекислоты, равными 0.1 и 0.6, но существенного изменения фазовых минеральных соотношений в рассматриваемой среднетемпературной области диаграмм не обнаружилось.

Рассмотрим минеральные равновесия на примере одного из типичных расчетов метапелитового состава (обр. Б-05-177).

На *P–T* диаграмме низкотемпературная (<500°C) область представлена ассоциацией *Qtz* ± ± *Bt* + *Pl* + *Ms* + *Chl* ± *Ilm* ± *Tit* ± *Ru*, а высокотемпературная (500–700°C) характеризуется появлением *Crd*, *St*, *Grt*. Самые высокотемпературные парагенезисы содержат *Opx*, *Sil*, в них исчезают водосодержащие минералы, появляется расплав за счет анатексиса пелитов (рис. 4).

Ставролит появляется при $T = 510–635$°C, $P >$ >2 кбар (рис. 4а, 4б). С увеличением *P-T* параметров возникает *Qtz* + *Bt* + *St* + *Pl* + *Ilm* + *Grt* парагенезис, устойчивый в области: $T = 550–630$°C, $P > 3.5$ кбар. С увеличением *P-T* параметров: в *Qtz* + *Bt* + *St* + *Pl* + *Crd* + *Chl* + *Ilm* парагенезисе сначала исчезает *Chl*, появляется *Grt* (при 540–550°C) с последующим исчезновением *Crd;* а при давлении выше 3.5–4 кбар в парагенезисе *Qtz* + *Bt* + + *St* + *Pl* + *Ilm* + *Chl* + *And* сначала исчезает *And*, появляется *Grt*, а затем исчезает *Chl*.

Одним из критичных параметров, определяющих появление *St*, является магнезиальность системы: X_{Mg} = Mg/(Fe + Mg). Учитывая, что в ладожских метапелитах содержания MgO и FeO широко варьируют (табл. 1), были проанализированы бинарные диаграммы, которые демонстрируют минеральные парагенезисы в зависимости от X_{Mg} породы (рис. 5). Приведенная для примера диаграмма показывает ставролитсодержащие парагенезисы в координатах $T–X_{Mg}$ при $P = 4$ кбар, предполагаемом для этих пород (Балтыбаев и др., 2000).

На бинарной диаграмме положение образца Б-05-177 с $X_{Mg} = 0.18$ показано на оси X_{Mg} стрелкой. Для этого состава с ростом температуры наблюдается смена парагенезисов: *Qtz* + *Bt* + *Pl* + *Ms* + + *Chl* + *Ilm* ± *Ru* ± *Tit* → + *St* (560°C) → –*Ms* (565°C) → +*Grt* (550–570°C) → –*Chl* (580°C) → → +*Crd*, –*St*, +*Sil* (620°C) → частичное плавление (>670°C).

Если бы состав протолита определялся породой другого состава, например с $X_{Mg} = 0.3$, то область

Таблица 1. Содержание петрогенных элементов в породах группы метапелитов (мас. %)

Оксиды	Реальные составы пород из ставролит-андалузитовой зоны				Теоретические составы			
	(Материалы ..., 1964)	(Предовский и др., 1967)	данные авторов по Северному Приладожью	другие регионы	все	max/min	только *St*-содержащие	max/min
SiO_2	56.65/6.87	58.94/3.58	58.96/4.21	57.14/7.51	57.92/4.69	*70.21/40.15*	58.27/4.58	*70.21/40.15*
Al_2O_3	18.39/2.81	19/2.03	16.89/1.93	21.25/3.91	20.55/3.34	*37.60/9.95*	20.55/3.23	*37.60/12.98*
FeO_t	9.19/2.35	7.84/0.87	10.07/2.30	8.53/2.37	8.72/2.28	*23.50/1.25*	8.72/1.93	*23.20/2.42*
MnO	0.12/0.06	0.09/0.04	0.06/0.07	0.10/0.03	0.10/0.04	*0.32/0.01*	0.10/0.04	*0.32/0.01*
MgO	4.04/1.08	3.27/0.56	3.28/0.65	2.84/1.13	2.75/0.94	*5.63/0.20*	2.85/0.91	*5.63/0.41*
CaO	1.81/0.94	1.51/0.68	1.82/1.05	0.93/0.68	1.44/0.91	*6.28/0.00*	1.31/0.77	*5.37/0.00*
Na_2O	2.35/0.84	1.8/0.96	1.66/0.71	1.33/0.85	1.66/0.68	*7.53/0.00*	1.63/0.66	*6.90/0.00*
K_2O	3.25/0.62	3.67/0.46	3.03/0.39	3.39/1.28	3.52/0.81	*7.30/0.00*	3.45/0.79	*5.99/0.00*
P_2O_5	0.16/0.08	0.11/0.03	0.10/0.05	0.15/0.08	0.93/0.15	*3.00*/0.00	0.94/0.15	*2.00/0.00*
TiO_2	1.08/0.22	0.87/0.13	1.05/0.28	1.04/0.28	0.14/0.06	*0.46/0.03*	0.14/0.06	*0.46/0.03*
Число проб	7	10	8	27	574		514	

Примечание. Для образцов в числителе дается среднее арифметическое значение, а в знаменателе – среднеквадратичное отклонение; для теоретических составов курсивом дается в числителе максимальное содержание компонента, в знаменателе – минимальное.

устойчивости ставролита сильно бы сузилась, а исчезновение *Chl* и последующее появление *Grt* происходило бы в более высокотемпературной области и с ростом температуры не появлялся бы *Als*.

Для протолита более железистого состава (например, с $X_{Mg} = 0.1$) с ростом температуры наблюдается смена парагенезисов: *Qtz* + *Bt* + *Pl* + *Ms* + + *Chl* + *Ilm* → + *Grt*, –*Chl* (550–555°C) → +*St*, –*Ms* (560–565°C) → –*St*, + *Sil* (600–605°C) → частичное плавление (>660°C). При данном составе область устойчивости ставролита наиболее широкая, хотя магнезиальность породы для образования *Crd* недостаточна.

Для протолитов, состав которых определялся разными значениями X_{Mg}, в *P–T* координатах наблюдается близкая к прямоугольной форме область устойчивости ставролита ($0 < X_{Mg} < \sim 0.3$) в узком диапазоне температур от ~550 до ~605°C (рис. 5). С ростом магнезиальности породы $X_{Mg} > 0.3$ область устойчивости ставролита довольно быстро сужается и выклинивается.

Для всех протестированных образцов ладожской серии термодинамическое моделирование хорошо воспроизвело наблюдаемые минеральные составы в среднетемпературной области: ставролит появляется при $T = 510–635$°C, $P > 2$ кбар. Если бы метаморфизм протекал при более высоких температурах, то вместо ставролитовых пород появились бы кордиеритсодержащие, а при более низких – слюдяные сланцы с хлоритом.

В литологических пачках, содержащих бесставролитовые породы (биотитовые, гранат-биотитовые гнейсы и сланцы и др.), моделирование последовательности метаморфического минера-

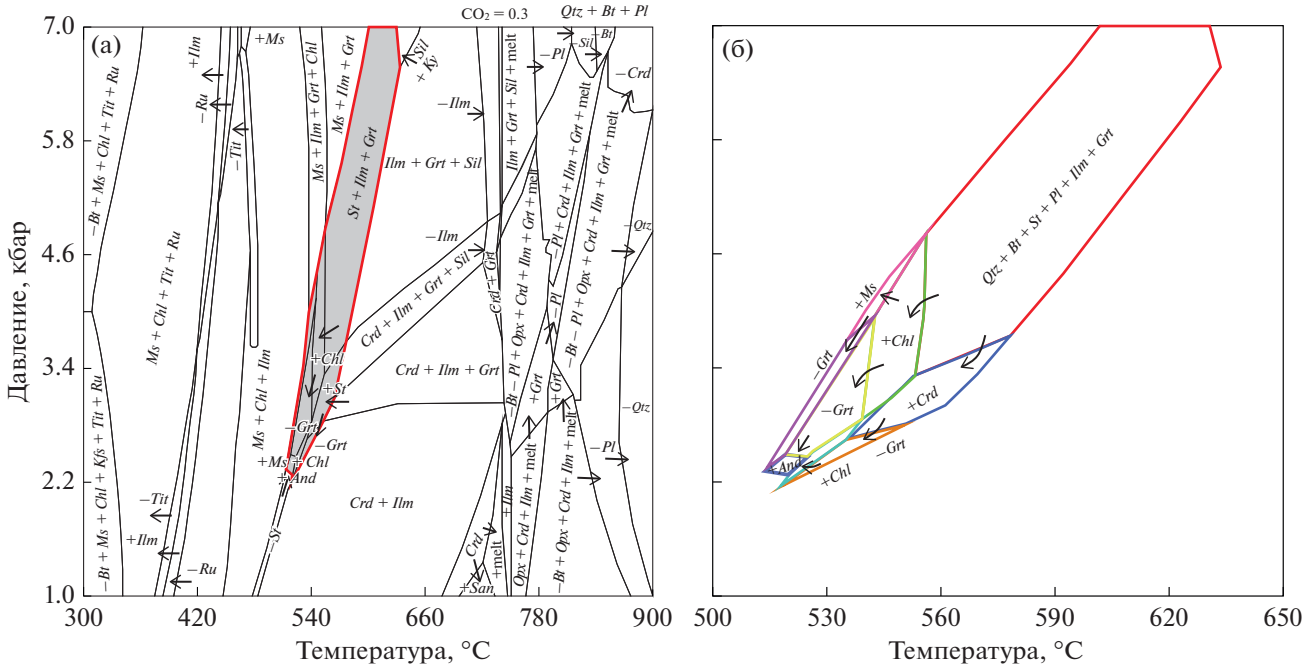


Рис. 4. Результаты компьютерного моделирования минеральных составов метапелитов, обр. Б-05-177.
(а) – *P–T* диаграмма полей устойчивости минералов (для состава обр. Б-05-177, в мас. %: SiO_2 = 67.25, TiO_2 = 1.08, Al_2O_3 = 12.98, Fe_2O_{3t} = 9.85, MnO < 0.01, MgO = 2.22, CaO = 0.45, Na_2O = 1.52, K_2O = 2.84, P_2O_5 < 0.05). Красной линией выделена область присутствия ставролита; (б) – детализация области существования ставролитсодержащих парагенезисов. Знаками “+” и “–” показано присутствие или отсутствие указанной стрелкой минеральной фазы в данной области.

лообразования показало хорошую воспроизводимость реальных парагенезисов: при тех же *P-T* условиях в этих породах (с отличающимся валовым составом) ставролит не образуется. Например, для *Bt* гнейса выявлен парагенезис *Qtz* + *Bt* + *Fsp* + + *Ilm* + *Chl*, а для *Grt-Bt* сланца – *Qtz* + *Fsp* + *Grt* + + *Ilm* ± *Crd* ± *Sil*.

Термодинамическое моделирование позволило определить точный состав протолитов, определяющий появление ставролита. Сначала была протестирована выборка всех существующих составов метапелитов. Затем составы ладожских метапелитов, названные нами “базовыми составами”, модифицировались поочередным изменением в них содержаний и соотношений элементов. При модификации базовых составов метапелитов пределы изменяемых петрогенных компонентов определялись по неравномерным сеткам с шагом 0.1–0.5 мас. % на соответствующих прямоугольных и треугольных диаграммах, чтобы точнее определить составы ставролитовых и бесставролитовых пород. Для всех базовых составов моделировались различные псевдосечения в среднетемпературной области 500–650°C при 2–10 кбар. Обработка реальных и теоретических химических составов образцов позволила уточнить предельные содержания петрогенных компонентов, определяющих вероятность образования ставролитовых и бесставролитовых минеральных парагенезисов в заданной *P-T* области.

ВЕРИФИКАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ МОДЕЛИРОВАНИЯ НА ДРУГИХ ОБЪЕКТАХ СО СТАВРОЛИТОВЫМИ ПОРОДАМИ

Ставролитовые породы из некоторых регионов мира прошли проверку на соответствие описанных в них ставролитовых парагенезисов результатам компьютерного моделирования. Фигуративные точки составов этих пород нанесены на рис. 6.

Ставролитовые сланцы пояса Табо. Метаморфический пояс является одним из четырех панафриканских метаморфических поясов Синайского полуострова, образующих северное продолжение Восточно-Африканского орогена. Критические метаморфические минеральные ассоциации в метапелитах свидетельствуют о региональном метаморфизме в условиях амфиболитовой фации и образуют зональность: (*Qtz* + *Pl* + *Ilm*) + *Grt* + *Bt* ± ± *Ms* → *St* + *Grt* + *Bt* ± *Ms* → *Sil*/*And* + *St* + *Grt* + *Bt* → → *Crd* + *St* + *Grt* + *Bt* ± *Ms* ± *And*. Пиковый метаморфизм в регионе определяется условиями: *T* ≈ ≈ 590–640°C и *P* = 5–6 кбар, а регрессивный этап: *T* = 560–590°C и *P* = 4.5–5 кбар (Abu El-Enen et al., 2004).

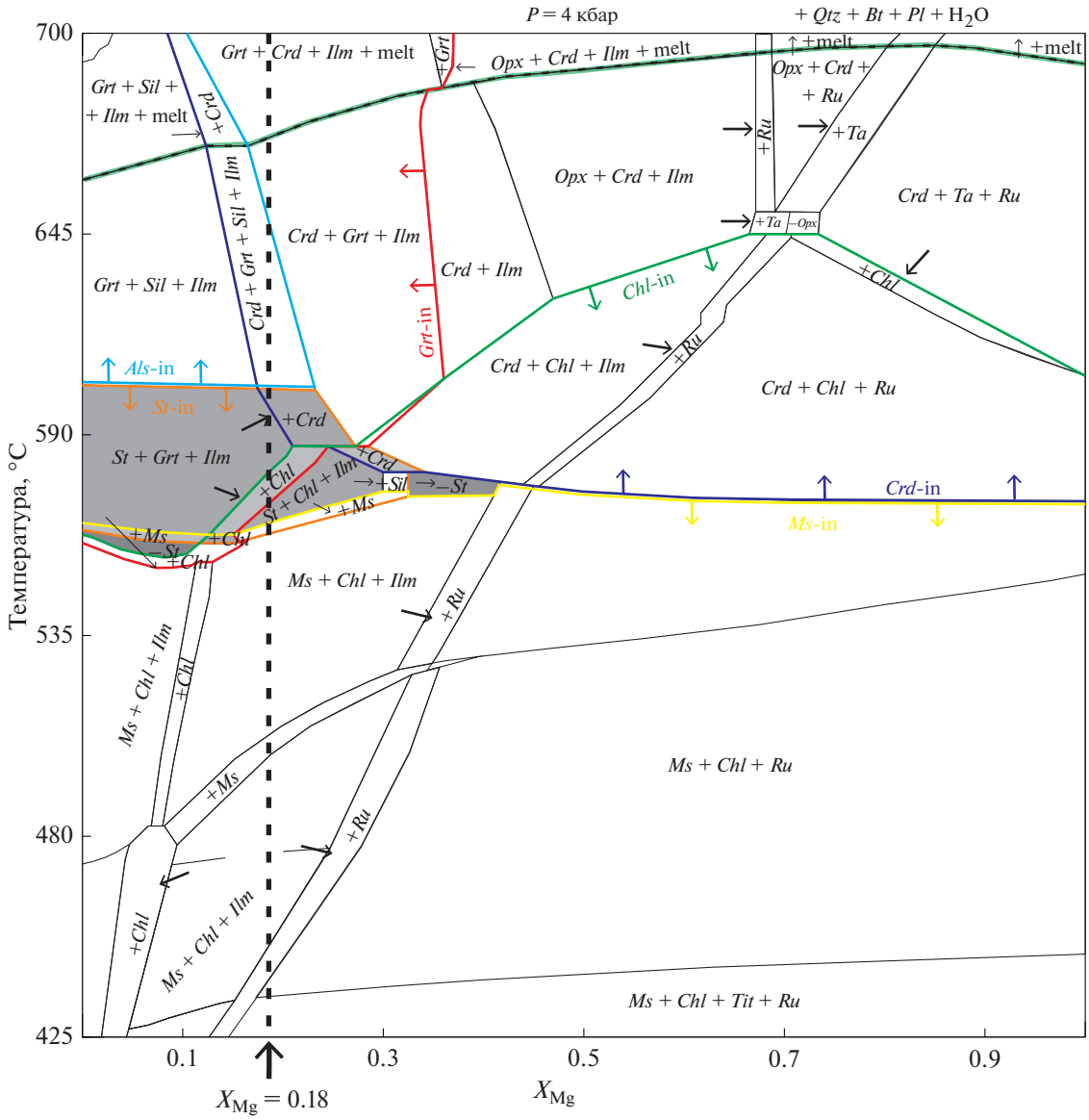
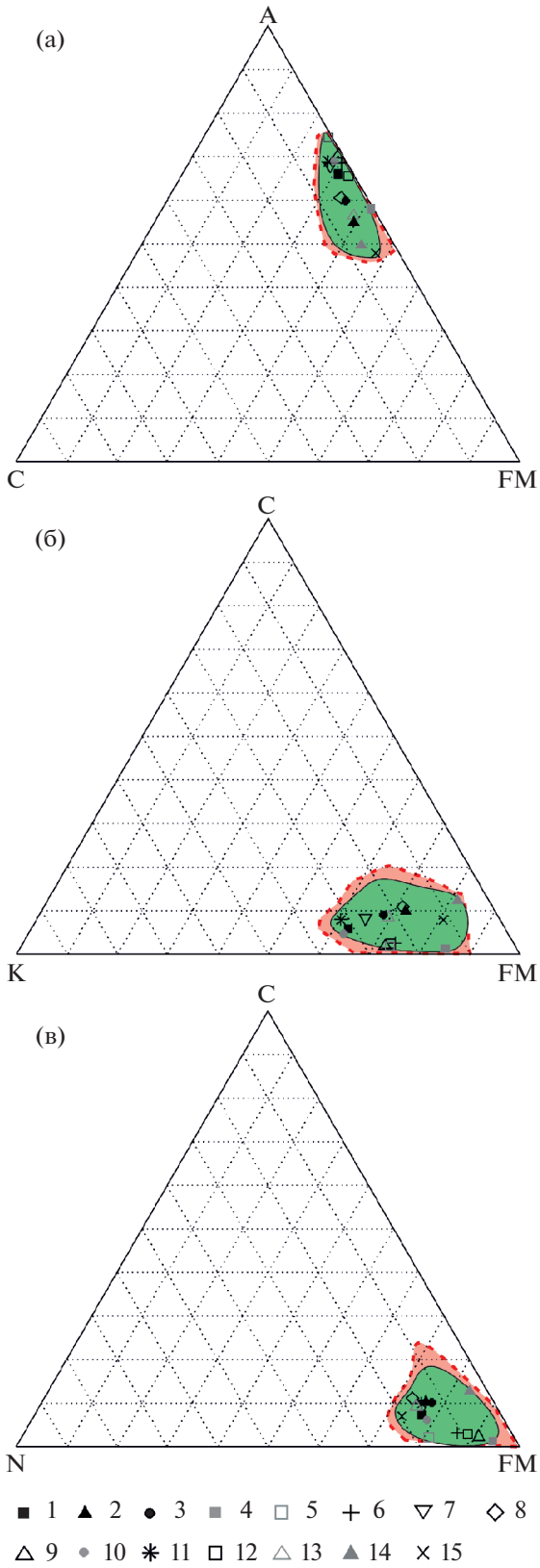


Рис. 5. Бинарная диаграмма T, °C–X_{Mg}, моделирующая минеральные парагенезисы в зависимости от магнезиальности породы и меняющейся температуры при $P = 4$ кбар (обр. Б-05-177).
Оранжевая линия – появление *St*, красная – *Grt*, желтая – *Ms*, зеленая – *Chl*, синяя – *Crd*, голубая – *Als* (*Sil*). Положение обр. Б-05-177 с $X_{Mg} = 0.18$ показано на оси X_{Mg} стрелкой. Для этого состава с ростом температуры наблюдается смена парагенезисов: *Bt* + *Ms* + *Chl* → + *St* (560°C) → –*Ms* (565°C) → + *Grt* (570°C) → – *Chl* (580°C) → + *Crd*, – *St*, + *Sil* (620°C) → → частичное плавление (>670°C).

Ставролитосодержащие метапелиты Восточного Далрадиана в Шотландии. Данные сланцы являются классическим объектом, так как на их основе были выделены типы метаморфической зональности (Barrow, 1893). Породы ставролитовой зоны характеризуются минеральной ассоциацией: *St* + *Grt* + *Bt* + *Ms* + *Pl* + *Qtz* и встречаются как в метаморфических породах типа Барроу, так и Бьюкена. Для данного объекта условия метаморфизма следующие: $T = 540–580$°C, $P = 8–11$ кбар (Baltatzis, 1979).

Ставролитовые сланцы метаморфического пояса Южных Аппалачей. Метапелиты группы Грейт-Смоки-Маунтинс, метаморфизованные при Таконском оргенезе (450 млн лет назад), в настоящее время являются частью надвига Западного Голубого хребта, самого западного метаморфического пояса Южных Аппалачей. Степень метаморфизма увеличивается, начиная с хлоритовой зоны на северо-западе, через биотитовую, гранатовую и ставролитовую к кианитовой зоне на юго-востоке. Пиковые условия метаморфизма определяются как 600°C, 6–8 кбар (Corrie, Kohn, 2008).



Метапелиты толщи Торрокс пояса Бетик-Риф (Южная Испания). Данные метапелиты содержат минеральные ассоциации: (1) *St* + *Bt* + *Grt* + *And* ± ± *Crd* для андалузитовых; (2) *St* + *Bt* + *Grt* + *Fib* + + *And* ± *Crd* для фибролитовых; (3) *St* + *Bt* + *Grt* + + *Ky* + *Fib* + *And* ± *Crd* для кианитовых сланцев. Метаморфизм связан с процессом растяжения коры в P_3–N_1 и последующей быстрой изотермической декомпрессией, в результате которой минеральные ассоциации высоких давлений заменялись ассоциациями низких. Пиковые условия метаморфизма – 600°C, 6–8 кбар (Garcia-Casco, Torres-Roldan, 1999).

Парагнейсы Монте-Роза. Гнейсы слагают один из верхних покровов Западных Альп, состоящий из высокоградных метапелитовых гнейсов по осадочному протолиту, которые на позднеальпийской стадии метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации. *P-T* условия определены как: 9–12 кбар и 595–755°C (Keller et al., 2005).

Докембрийские ставролитсодержащие сланцы района Кишангарх (Индия). Породы, метаморфизованные в ставролит-кианитовой зоне амфиболитовой фации, представляют собой отдельную литологическую единицу и ассоциируют со слюдистыми кварцитами, кальцикатами, графитовыми сланцами с мрамором, амфиболитами и некоторыми другими породами (Lal, Shukla, 1970). Предполагаемые условия образования ставролита – 500–675°C при умеренных давлениях.

Метапелиты комплекса Вутай. Комплекс расположен в средней части Транс-Северо-Китайского орогена, в основном состоит из метаморфизованных вулканогенно-осадочных пород и позднеархейских гнейсов тоналит-трондьемитовой серии. Здесь выделяют тренд метаморфизма (1.97–1.80 млрд лет назад) по часовой стрелке: от 3–7 кбар и *T* = 570–630°C через 9–10 кбар и 615–

Рис. 6. Диаграммы CAFM ($CaO–Al_2O_3–(FeO_t$ + + MgO)), KCFM ($K_2O–CaO–(FeO_t$ + MgO)), NCFM ($Na_2O–CaO–(FeO_t$ + MgO)) для ставролитовых пород Северного Приладожья и других регионов мира. Средние составы метапелитов ладожской серии: 1 – по данным авторов, 2 – (Материалы ..., 1964), 3 – (Предовский, 1967). Составы метапелитов в других регионах: 4 – (Lal, 1970) Индия, 5, 6 – (Baltatzis, 1979) Шотландия, 7 – (Garcia-Casco, 1999) Испания, 8 – (Abu El-Enen, 2004) Египет, 9 – (Keller, 2005) Западные Альпы, 10 – (Corrie, 2008) Северная Каролина, США, 11 – (Pattison, 2009) Британская Колумбия, 12 – (Moynihan, 2012) Юкон, США, 13 – (Ugwuonah, 2017) Нигерия, 14 – (Wang, 2018) Южный Китай, 15 – (Liu, 2020) Северный Китай. Светло-розовым цветом показано поле для теоретических составов пород (514 образцов), в которых возможно появление ставролита при достижении *P-T* условий его образования; область точек с реальными составами ставролитовых пород Северного Приладожья и других регионов мира (74 образца) выделена полем темно-зеленого цвета.

660°C до 6–9 кбар и 655–680°C. Метапелиты преимущественно состоят из *Grt*, *St*, *Bt*, *Fib*, *Pl* и *Qtz* (Liu et al., 2020).

Метапелиты юго-востока Юкона. Метапелиты области Хайленд Ривер, входят в состав толщ, состоящих из обширной группы сланцев и гнейсов, покрывающих батолит Логан и восточную сторону батолита горы Биллингс. Метапелиты данной группы содержат: *Qtz* + *Pl* + *Bt* + *Ilm* + *St* + *Als* (*Sil* и/или *And*) ± *Ms* ± *Grt* ± *Sp*. Условия формирования пород: $T \approx 550–575$°C, $P = 3–4$ кбар (Moynihan, 2012).

Ставролитсодержащие метапелиты в ореоле батолита Нельсона. Указанный батолит – юрское крупное интрузивное тело на юго-востоке Британской Колумбии, окруженное контактовым ореолом шириной 0.7–1.8 км, развитым в графитовых глинистых породах. Контрастные прогрессивные последовательности минеральных ассоциаций развиваются вокруг ореола, закономерно отражая изменение давления. Ставролитсодержащие метапелиты развиты в широкой зоне, для них оценены *P-T* условия: 3.5–4 кбар и 500–650°C (Pattison, Vogl, 2005; Pattison, Tinkham, 2009).

Метапелиты района Кеффи (Нигерия). Метаморфические комплексы, содержащие метапелиты, являются частью Панафриканского Транссахарского пояса и принадлежат к так называемому Большому сланцевому поясу Нигерии. Для ставролитсодержащих сланцев (*Grt* + *Bt* + *St* + *Ms* + *Pl* + + *Qtz* + *Ilm*) условия метаморфизма оценены как: 6.4–7.7 кбар и 570–615°C, что близко к пиковым условиям (Ugwuonah et al., 2017).

Метапелиты архейской группы Янпо. Данные метапелиты относятся к недавно выделенному комплексу Чжунсян (Южный Китай) и являются продуктом разрушения пород кратона Янцзы. Метапелиты состоят из минеральных ассоциаций амфиболитовой фации с постоянным минеральным составом, включая *Qtz*, *Bt*, *Pl*, *Kfs* и меньшее количество *Sil, Grt, St* и *Ms*. Точные *P-T* параметры метаморфизма не приводятся, но, судя по минеральным парагенезисам, они соответствуют низам амфиболитовой фации андалузит-силлиманитовой фациальной серии (Wang et al., 2018).

Определение в вышеперечисленных породах минеральных парагенезисов с помощью программы PERPLEX показало для *P-T* диапазона 500–650°C и <9 кбар однозначное соответствие с реальными парагенезисами – во всех этих объектах ставролитовые парагенезисы воспроизводились.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ МОДУЛИ ДЛЯ МЕТАПЕЛИТОВ

Анализ области устойчивости ставролитовых парагенезисов для широкого диапазона состава метапелитов показал, что наиболее информативными при описании особенностей химических составов являются соотношения оксидов главных петрогенных элементов: Al_2O_3/SiO_2, CaO/FM (где FM = FeO + Fe_2O_3 + MgO), K_2O/FM, Na_2O/FM (рис. 6).

Для уточнения пределов значений этих соотношений все имеющиеся химические составы ставролитсодержащих пород рассматривались как некие базовые составы. Базовые составы нами модифицировались путем добавления до 10 мас. % каждого петрогенного компонента в тех или иных рассматриваемых проекциях составов. Таким способом был искусственно расширен диапазон возможных составов метапелитов, чтобы в каждом из таких составов путем моделирования определить возможность появления ставролита. Если ставролит не воспроизводился моделированием, то состав протолита менялся таким способом, чтобы найти предельное содержание компонента, влияющего на появление/исчезновение этого минерала. Величина прибавки не более 10 мас. % для каждого компонента выбрана для того, чтобы новые валовые составы протолита не выходили за пределы, характерные для группы метапелитов.

Анализ результатов моделирования показал, что ставролит может образовываться только в таких метаморфических породах пелитового состава, в которых соотношения (мас. %) оксидов петрогенных элементов находятся в следующих диапазонах (рис. 6):

1. Al_2O_3/SiO_2 = 0.19–0.92, при том, что сумма FeO + Fe_2O_3 + MgO находится в диапазоне 7–17 мас. %;
2. CaO/FM = 0.01–0.44;
3. K_2O/FM = 0.07–0.83;
4. Na_2O/FM = 0.02–0.34.

Также следует учитывать, что сумма щелочей не должна превышать 6–6.5 мас. %, что обычно для метапелитов.

Можно расширить список таких применяемых модулей, используя, например, соотношения компонентов CaO/K_2O, CaO/Na_2O или Al_2O_3/FM и т.д., но эти соотношения уже будут линейно зависимыми между собой и принципиально новых результатов не дадут.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Природные данные (Кориковский, 1979; Ballèvre et al., 1989; Chopin et al., 2003 и др.), а также экспериментальные калибровки (Comodi et al., 2002 и др.) дают информацию о стабильности ставролитсодержащих парагенезисов в интервале давлений от 1–2 до ~32 кбар и температур от 450 до ~700°C. Температурная область устойчивости ставролита и его парагенезисов наиболее широкая в интервале от 3 до 8 кбар, а при повышении

до более 10–11 кбар она быстро сужается, и состав минерала сдвигается в сторону магнезиального члена этого твердого раствора. Именно благодаря узкой *P-T* области устойчивости ставролита, этот минерал удобно использовать при геологическом картировании метаморфических комплексов, составлении карт и схем метаморфической зональности. Собственно, по этой причине еще в конце XIX века появилось такое понятие, как ставролитовая зона метаморфизма (Barrow, 1893).

Метаморфические зональные комплексы, в которых встречается ставролит, широко описаны в литературе и известны во многих местах (Abu El-Enen et al., 2004; Baltatzis, 1979; Corrie, Kohn, 2008; Garcia-Casco, Torres-Roldan, 1999; Keller et al., 2005; Lal, Shukla, 1970; Liu et al., 2020; Moynihan, 2012; Pattison, Vogl, 2005; Pattison, Tinkham, 2009; Ugwuonah et al., 2017; Wang et al., 2018 и др.). Учитывая, что метаморфизму подвергаются породы различного состава, возникает проблема соотнесения выделяемых зон метаморфизма с его степенью. В этой связи важно найти критерии для достижения тех или иных *P-T* параметров, несмотря на отсутствие каких-то индикаторных минералов, в частности ставролита. Узкая температурная область устойчивости этого минерала, с одной стороны, и хорошие возможности современного термодинамического моделирования, с другой стороны, позволяют успешно применять критерии для оценки возможности появления/отсутствия ставролита для установления границ распространения пород ставролитовой фации (или субфации) метаморфизма.

Образование ставролита может происходить за счет разложения хлоритоида по реакции *Cld* + *Qtz* = = *St* + *Grt* + H_2O (Whitney et al., 1996). При наличии хлорита также протекает реакция *Grt* + *Chl* + + *Ms* = *St* + *Bt* + *Qtz* + H_2O, которая продолжается до тех пор, пока не будет израсходован один из трех реагентов (Yardley, 1989). В случае расходования, например, фазы граната, реакция прекращается, и в дальнейшем ставролит может быть получен путем непрерывной реакции с участием оставшихся фаз: *Chl* + *Ms* = *St* + *Bt* + *Qtz* + H_2O при более высокой температуре по сравнению с вышеуказанной прерывистой реакций (Yardley, 1989). Однако хлоритоид может и не появиться, если устойчив *Grt-Chl* парагенезис при более низких температурах. Этому способствует, например, повышенное содержание в породе Mn, расширяющее область устойчивости граната при низких температурах (Karabinos, 1985).

Хлоритоид описан во многих метаморфических комплексах, в которых он появляется в метапелитах при низких и средних давлениях как в обедненных, так и обогащенных Al породах. В метапелитах при высоких давлениях породы часто отличаются и более высоким содержанием Mg.

P-T условия стабильности хлоритоидсодержащих метапелитов варьируют от зеленосланцевой фации до средней части амфиболитовой фации ставролит-кианитовой зоны. В фации зеленых сланцев хлоритоид является обычным минералом, связанным с хлоритом и мусковитом в породах, содержащих железа и алюминия больше, чем необходимо для стабильности парагенезиса *Chl-Ms* (Turner, Verhoogen, 1960; Albee, 1983; Johnson et al., 2003).

Типичен хлоритоид для метапелитов, подвергшихся HP-HT метаморфизму. На ранних стадиях субдукции этот минерал образуется совместно с хлоритом, тальком и/или кианитом за счет распада карфолита в условиях нижней фации голубых сланцев при 12–16 кбар и 450–550°C (Bucher, 2005; Palin, Dyck, 2021). При увеличении степени метаморфизма до эклогитовой фации (>20 кбар и >600°C) хлоритоид распадается с образованием магнезиального граната (пиропа) и кианита, также может происходить образование магнезиального ставролита в особенно богатых алюминием протолитах (Palin, Dyck, 2021).

По мнению большинства исследователей, хлоритоидсодержащие породы представляют собой переотложенные и метаморфизованные продукты древних кор выветривания латеритного (или каолинитового) типа (например, Franceschelli et al., 2003). Подобный метаморфизм характеризуется образованием пирофиллита из каолинита при температуре около 300°C, а в ассоциациях, богатых хлоритом, пирофиллит может, в свою очередь, замещаться хлоритоидом, и окончательное разложение пирофиллита до кианита происходит при 400°C. Приблизительно при 500°C разложение хлоритоида приводит к образованию ставролита и граната, что знаменует переход к амфиболитовой фации (Bucher, Grapes, 2011).

В системе KFMASH существуют характерные прогрессивные последовательности минеральных ассоциаций в зависимости от химического состава протолита. Железистая серия характеризуется сменой парагенезисов: *Chl* + *Cld*, *Grt* + *Cld*, *Grt* + *St*, *Grt* + *Ky*, *Grt* + *Sil*, без развития *Bt*. В магнезиальных породах – *Chl* + *Prl*, *Chl* + *Ky*, *Bt* + *Ky*, *Bt* + *Sil*, при этом не развиваются гранат, ставролит или хлоритоид. Самой железистой ассоциацией с биотитом является *Grt* + *St* + *Bt*, где X_{Fe}(max) = 0.88. При этом низкотемпературная граница стабильности этих фаз (560°C) на 10°C выше максимальной температуры стабильности хлоритоида (Richardson, 1968; Bucher, Grapes, 2011). На петрогенетических сетках парагенезис с хлоритоидом (зона хлоритоидов) при определенных условиях может рассматриваться как в зоне, аналогичной зоне биотита (Spear, 1993). В системе KFMASH хлоритоид + биотит стабильны в узком температурном интервале при относительно

низком давлении (Harte, Hudson, 1979), хотя другие исследователи (Spear, Cheney, 1989; Wang, Spear, 1991) указывают значительно больший диапазон *P-T* параметров в качестве условий стабильности.

Влияние парциального давления кислорода на появление ставролита по реакции $Cld + O_2 \leftrightarrow St + Mgt + Qtz$ показало, что повышение давления кислорода от величины, создаваемой Ni–NiO буфером, до величины, создаваемой магнетит-гематитовым буфером, снижает температуру образования ставролита от 635 ± 15 до 580 ± 10°C при $P_{общ} = P_{H_2O} = 10$ кбар (Ganguly, 1968; Ganguly, Newton, 1968).

Область устойчивости ставролита в системе Fe–Al–Si–O–H при гидротермальном синтезе в присутствии кварц-фаялит-магнетитового буфера установлена при $P > 1.5–3.0$ кбар и 530–700°C (Richardson, 1967, 1968). Получены близкие условия образования ставролита: 540°C при 4 кбар и 565°C при 7 кбар в ходе реакции $Chl_{40} + Ms \leftrightarrow St + Bt + Qtz + H_2O$ в присутствии кварц-фаялит-магнетитового буфера при $P_{общ} = P_{H_2O}$ (Hoschek, 1969). А верхний температурный предел устойчивости ставролита в присутствии мусковита и кварца в реакции $St + Ms + Qtz \leftrightarrow Als + Bt + H_2O$ определен как 575°C при 2 кбар и 675°C при 5.5 кбар (Hoschek, 1969). Естественно, что в условиях, когда $P_{общ} > P_{H_2O}$, температура образования и разложения ставролита (поскольку реакции идут с высвобождением воды) будет снижаться. Так, по расчету Г. Хошека (Hoschek, 1969), при давлении на твердые фазы 5 кбар температура образования ставролита при $P_{общ} = P_{H_2O}$ снизится примерно на 100°C и составит около 450°C (Нагайцев, 1974).

В Северном Приладожье в метапелитах доставролитовой зоны (биотитовой) не встречен хлоритоид (Великославинский, 1972). Ранее считалось, что образование ставролита в зональных метаморфических комплексах происходит только за счет хлоритоида, однако Г. Хошек (Hoschek, 1969) показал, что хлоритоидные породы имеют еще более узкие вариации химических составов, чем ставролитовые, а ставролит возникает не только за счет ассоциации $Cld + Qtz + Ms + Chl$, но и за счет ассоциации $Qtz + Ms + Bt + Chl$. На треугольных диаграммах состав–парагенезис AKF, ACF и AFM Г. Хошека с полями хлоритоид- и ставролитсодержащих пород составы ставролитовых пород Северного Приладожья не попадают в поле состава хлоритоида. Таким образом, можно считать, что причиной отсутствия хлоритоида в Северном Приладожье является неподходящий состав пород, при этом основное отличие их от хлоритоидных пород заключается в повышенном содержании магния и кальция (Великославинский, 1972).

При термодинамическом моделировании в программе PERPLEX (Connolly, 1990) в низко- и среднетемпературном диапазоне (<520°C) для составов пород ладожской серии подтверждается отсутствие хлоритоида. Хотя для наиболее железистых и глиноземистых составов метапелитов других регионов хлоритоид воспроизводится. При компьютерном моделировании с использованием широкого диапазона теоретических составов установлено, что для появления хлоритоида благоприятны более глиноземистые и менее магнезиальные составы протолита с соотношениями (мас. %) оксидов $Al_2O_3/MgO > 10$ и $FeO/MgO > 5$.

Выделение ставролитовой фации метаморфических пород определяется совокупностью критических минеральных ассоциаций ставролитовой зоны метаморфизма, ограниченной от соседних зон другими индекс-минералами или их парагенезисами. Каждая фация метаморфизма может быть пространственно сопоставлена с определенной зоной или зонами в метаморфической зональности. В составе метаморфической фации, как правило, выделяется несколько минеральных субфаций, такая схема была предложена, в частности, С.П. Кориковским (1979), который выделял ставролитовую фацию метаморфизма в самостоятельный ранг. Авторы настоящей работы придерживаются указанной схемы фаций метаморфизма.

Положение ставролитсодержащих пород в схеме метаморфических фаций обсуждалось неоднократно. Г. Рамберг (Ramberg, 1952) и Г.Х. Френсис (Francis, 1956) относят ассоциацию $St + Qtz$ к эпидот-амфиболитовой фации, с замещением ее андалузитовыми и кианитовыми ассоциациями при усилении метаморфизма. Н.Г. Судовиков (1964), А.А. Предовский (1967), Ю.В. Нагайцев (1974) относят ставролит-андалузитовую субфацию совместно с силлиманит-альмандиновой к амфиболитовой фации. По данным В.С. Соболева (Фации ..., 1970), ставролитовые породы при невысоких давлениях устойчивы в эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациях, а при высоких – в фации кианитовых сланцев (аналоге эпидотовых амфиболитов).

Одна из новейших петрогенетических решеток для железисто-глиноземистых метапелитов в системе KFMASH была разработана И.И. Лихановым с соавторами (Лиханов и др., 2005). Установлено, что средне- и высокотемпературные области большинства известных диаграмм для метапелитов практически идентичны, отличия же проявляются на низких и средних ступенях метаморфизма при $T < 570$°C. Причина противоречий возникновения тех или иных минеральных ассоциаций состоит, главным образом, в определяющем влиянии химического состава метапелитов (например, Hoschek, 1969), при этом большую роль играют железистость и глиноземистость сосуществующих минералов. Согласно петрогенетической решетке (Лиханов

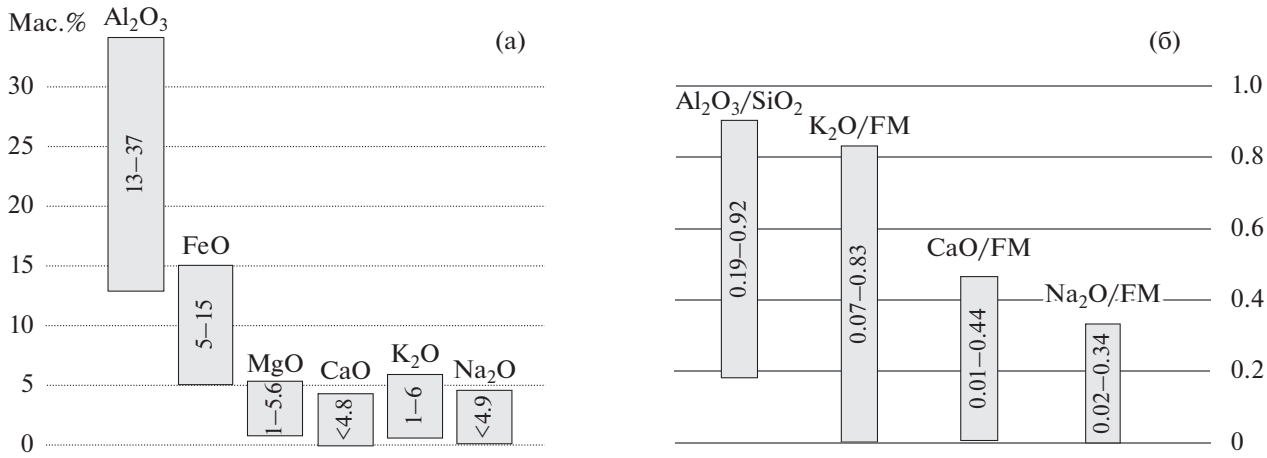


Рис. 7. Диаграммы состава протолита, определяющего появление ставролита, при 500–650°C и умеренных и низких давлениях.
(а) – диапазоны возможных содержаний компонентов в оксидной форме, (б) – пределы величин петрохимических модулей.

и др., 2005), область устойчивости ассоциаций *St* + *Bt* и *Bt* + *Als* характеризуется узким интервалом температуры, при этом минеральный парагенезис *St* + *Bt* сменяется *Bt* + *Als* парагенезисом с ростом температуры, который в свою очередь сменяется *Grt* + *Bt* + *Als* ассоциацией, устойчивой в широком диапазоне давлений.

В Северном Приладожье ставролитсодержащие сланцы пространственно тесно связаны с диопсидовыми мраморами и андалузитовыми сланцами, которые относят к амфиболитовой фации (Кицул, 1963; Нагайцев, 1974). Это позволяет считать более правильным вывод Н.Г. Судовикова (1964), что появление ставролита при прогрессивном метаморфизме находится вблизи высокотемпературной границы эпидот-амфиболитовой, хотя в основном область его устойчивости лежит в низкотемпературной части амфиболитовой фации (Предовский, 1967). Отметим, что, несмотря на некоторые различия в подходах, все исследователи указывают на прямую связь выделяемых метаморфических зон с соответствующими им фациями и субфациями метаморфизма. Следует добавить, что проблема соотнесения линий изотерм с линиями появления минералов в настоящей работе не обсуждается.

Для модельных построений с учетом состава протолитов важное значение имеет степень сохранности пород при наложенном метаморфизме. Для ладожских гнейсов и сланцев проводились методические работы с целью изучения влияния различной степени метаморфизма на исходный химический состав дометаморфических пород (Лобач-Жученко и др., 1972; Ронов и др., 1977). При площадном отборе по определенной сетке и анализе материала, охватывающем все зоны метаморфизма в Северном Приладожье, было установлено, что породы ладожской серии (формации) имеют практически идентичные составы. Это интерпретируется как отражение изохимического характера метаморфизма в отношении главных химических компонентов.

Редкие элементы в протолитах и их роль в составе и строении ставролита рассматривались в ряде работ. Например, было показано, что содержание Li обычно не коррелирует с модальным количеством ставролита в породе (Dutrov et al., 1986). В метаморфических породах пелитового состава с повышенным содержанием бора (с турмалином) не наблюдалось заметного изменения в свойствах и *P-T* параметрах возникающих ставролитовых парагенезисов в метапелитах (Henry, 1985).

Ставролит подвержен изменениям на постгристаллизационной стадии. Замещение ставролита, например, мусковитом описано в некоторых работах (например, Grew, Sandiford, 1984). Этот процесс зафиксирован на регрессивном этапе метаморфизма при $T = 300–370$°C, $P = 3–5$ кбар, когда вместе с мусковитом в ставролит-тальк-хлорит-корундовой породе появляются клиноцоизит, маргарит, пумпелиит (Grew, Sandiford, 1984). В Северном Приладожье, например, ставролит местами замещается кварц-мусковитовой минеральной ассоциацией до образования почти полных псевдоморфоз. Обычно не составляет труда распознать замещение ставролита наложенными минералами по характерным структурным и текстурным признакам.

Таким образом, ставролит является весьма информативным минералом для решения широкого круга задач. Выявленные закономерности его появления повышают достоверность определения фациальной принадлежности пород, помогают обоснованно провести границы между зонами с

разной степенью метаморфизма. Разнообразие возможных составов протолитов можно использовать для оценки возможности появления ставролита при достижении определенного порога *P-T* параметров (рис. 7). Графическое (рис. 6) или расчетное представление петрохимических модулей в виде соотношения главных породообразующих компонентов: Al_2O_3/SiO_2, CaO/FM (где FM = FeO_t + MgO), K_2O/FM, Na_2O/FM – позволяет оценить потенциальную возможность появления ставролита при среднетемпературном низко- и умеренно-барическом метаморфизме метапелитов. Вопрос о существовании аналогичных простых критериев для протолитов базитового состава, а также для высокобарических ставролитсодержащих пород нуждается в дальнейшей проверке.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе природных и теоретических составов протолитов метапелитов существует возможность количественно охарактеризовать диапазон содержаний петрогенных элементов, указывающих на появление ставролита в заданном интервале температур и давлений. Предложенные четыре петрохимических модуля Al_2O_3/SiO_2, CaO/FM, K_2O/FM, Na_2O/FM представляют собой соотношения главных породообразующих компонентов в метапелитах, значения которых определяют потенциальную возможность образования ставролита.

Петрохимические модули являются объективными параметрами состава протолита, ориентируясь на которые можно прогнозировать минеральные парагенезисы для определенного порога температур и давлений и уточнять границы низко- и среднетемпературных метаморфических зон (фаций и субфаций) при составлении метаморфических карт или схем.

Благодарности. Авторы признательны Д.В. Доливо-Добровольскому (ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург) за предварительное ознакомление со статьей и высказанные замечания и ценные советы. Мы также весьма признательны И.И. Лиханову (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск) за тщательное рецензирование статьи и советы по ее улучшению и дополнению.

Источники финансирования. Работа выполнена за счет финансирования темы НИР ИГГД РАН (№ 132-2019-0013) Минобрнауки России.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Козырева И.В. и др. Геология и петрология свекофеннид Приладожья. СПб: СПбГУ, 2000. 198 с.

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

Великославинский Д.А. Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений. Л.: Наука, 1972. 190 с.

Геологическое строение и полезные ископаемые Северо-Восточного Приладожья // Объединенный отчет по Импилахтинскому объекту ПГО “Севзапгеология” и объекту 13 ЦОМЭ ВСЕГЕИ за 1984–89 гг., отв. исп. Н.А. Артамонова, А.А. Духовский. Л., 1989 (фонды).

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

Кицул В.И. Петрология карбонатных пород ладожской формации. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 171 с.

Кориковский С.П. Фации метаморфизма метапелитов. М.: Наука, 1979. 264 с.

Ладожская протерозойская структура (геология, глубинное строение и минерагения) // Отв. ред. Н.В. Шаров. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2020. 435 с.

Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Селятицкий А.Ю. Минеральные равновесия и *P–T* диаграмма для железисто-глиноземистых метапелитов в системе KFMASH // Петрология. 2005. Т. 13. № 1. С. 81–92.

Лобач-Жученко С.Б, Чекулаев В.П., Афанасьева Л.И. Химический состав Ладожской формации Балтийского щита и вопрос о балансе вещества при метаморфизме и ультраметаморфизме // Геохимия. 1972. № 3. С. 355–362.

Материалы к изучению минералогии метаморфических пород северо-западного Приладожья // Ред. В.И. Лебедев, Ю.В. Нагайцев, В.Е. Потоцкая и др. Минералогия и геохимия. Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1964. Вып. I. С. 131–156.

Нагайцев Ю.В. К характеристике зональности метаморфизма ладожской формации. Л.: Вестн. ЛГУ, 1965. Вып. 3. № 18. С. 25–33.

Нагайцев Ю.В. Петрология метаморфических пород ладожского и беломорского комплексов. Л.: Изд-во ЛГУ, 1974. 160 с.

Предовский А.А., Петров В.П., Беляев О.А. Геохимия рудных элементов метаморфических серий докембрия (на примере Северного Приладожья). Л.: Наука, 1967. 139 с.

Ронов А.Б., Мигдисов А.А., Лобач-Жученко С.Б. Проблемы эволюции химического состава осадочных пород и региональный метаморфизм // Геохимия. 1977. № 2. С. 163–186.

Судовиков Н.Г. Тектоника, метаморфизм, мигматизация и гранитизация пород ладожской формации // Тр. ЛАГЕД АН СССР. 1954. Вып. 4. 198 с.

Судовиков Н.Г., Глебовицкий В.А., Сергеев А.С. и др. Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов (Северное Приладожье). М.: Изд-во АН СССР, 1970. 228 с.

Фации метаморфизма // Ред. Н.Л. Добрецов, В.В. Ревердатто, В.С. Соболев и др. М.: Недра, 1970. Т. 1. 432 с.

Abu El-Enen M.M., Will T.M., Okrusch M. P-T evolution of the Pan-African Taba metamorphic belt, Sinai, Egypt: Constraints from metapelitic mineral assemblages // J. African Earth Sci. 2004. V. 38. P. 59–78.

Albee A.L. Metamorphism of Pelitic Schists: Reaction relations of chloritoid and staurolite // Geolog. Soc. Amer. Bull. 1983. V. 11. P. 3249–3268.

Ballèvre M., Pinardon J.L., Kiénast J.R. Vuichard J.P. Reversal of Fe-Mg partitioning between garnet and staurolite in eclogite-facies metapelites from the Champtoceaux nappe (Brittany, France) // J. Petrol. 1989. V. 30. P. 1321–1349.

Baltatzis E. Staurolite-forming reactions in the eastern Dalradian rocks of Scotland // Contrib. Mineral. Petrol. 1979. V. 69. P. 193–200.

Barrow G. On an intrusion of muscovite-biotite gneiss in the southeast Highlands of Scotland and its accompanying metamorphism // Quarterly J. Geol. Soc. London. 1893. V. 19. P. 33–58.

Bucher K. Metamorphic rocks. Facies and Zones/Encyclopedia of Geology. Amsterdam: Elsevier, 2005. P. 402–409.

Bucher K., Grapes R. Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2011. 428 p.

Chopin C., Goffe B., Ungaretti L., Oberti R. Magnesio-staurolite and zinco-staurolite: mineral description with a petrogenetic and crystal-chemical update // Eur. J. Mineral. 2003. V. 15. P. 167–176.

Comodi P., Montagnoli M., Zanazzi P.F., Ballaran T.B. Isothermal compression of staurolite: A single-crystal study // Amer. Mineral. 2002. V. 87. P. 1164–1171.

Connolly J.A. Multivariable phase-diagrams – an algorithm based on generalized thermodynamics // Amer. J. Sci. 1990. V. 290. P. 666–718.

Corrie S.L., Kohn M.J. Trace-element distributions in silicates during prograde metamorphic reactions: Implications for monazite formation // J. Metamorph. Geol. 2008. V. 26. P. 451–464.

Dutrow B.L., Holdaway M.J., Hinton R.W. Lithium in staurolite and its petrologic significance // Contrib. Mineral. Petrol. 1986. V. 94. P. 496–506.

Franceschelli M., Puxeddu M., Gattiglio M. Geochemistry and origin of chloritoid schists from the Alpi Apuane, Italy: Evidence of a prevailing lateritic signature // Eur. J. Mineral. 2003. V. 15. P. 575–588.

Francis G.H. Facies boundaries in pelites at the middle grades of regional metamorphism // Canadian Mineral. 1956. V. 93. № 5. P. 353–368.

Ganguly J. Analysis of the stabilities of chloritoid and staurolite and some equilibria in the system $FeO–Al_2O_3–SiO_2–H_2O–O_2$ // J. African Earth Sci. 1968. V. 266. № 4. P. 277–298.

Ganguly J., Newton R.S. Thermal stability of chloritoid at high pressure and relatively high oxygen fugasity // J. Petrol. 1968. V. 9. № 3. P. 444–166.

Garcia-Casco A., Torres-Roldan R.L. Natural metastable reactions involving garnet, staurolite and cordierite: Implications for petrogenetic grids and the extensional collapse of the Betic–Rif Belt // Contrib. Mineral. Petrol. 1999. V. 136. P. 131–153.

Grew E.S., Sandiford M. A staurolite-talc assemblage in tourmaline-phlogopite-chlorite schist from northern Victoria Land, Antarctica, and its petrogenetic significance // Contrib. Mineral. Petrol. 1984. V. 87. P. 337–350.

Harte B., Hudson N. Pelite facies series and the temperatures and pressures of Dalradian metamorphism in E. Scotland // Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1979. V. 8. P. 323–337.

Henry D.J. Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: An example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine // Amer. Mineral. 1985. V. 70. P. 1–15.

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 // J. Metamorph. Geol. 2011. V. 29. P. 333–383.

Hoschek G. The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks // Contrib. Mineral. Petrol. 1969. V. 22. № 3. P. 208–232.

Johnson T.M., Brown M., Solar G.S. Low-pressure subsolidus and suprasolidus phase equilibria in the MnNCKFMASH system: Constraints on conditions of regional metamorphism in western Maine, northern Appalachians // Amer. Mineral. 2003. V. 88. P. 624–638.

Karabinos P. Garnet and staurolite producing reactions in a chlorite-chloritoid schist // Contrib. Mineral. Petrol. 1985. V. 90. P. 262–275.

Keller L.M., Abart R., Schmid S.M., De Capitani C. Phase relations and chemical composition of phengite and paragonite in pelitic schists during decompression: A case study from the Monte Rosa Nappe and Camughera–Moncucco Unit, Western Alps // J. Petrol. 2005. P. 1–22.

Lal R.K., Shukla R.S. Paragenesis of staurolite in pelitic schists of Kishangarh, District Ajmer, India // Mineral. Mag. 1970. V. 37. № 289. P. 561–567.

Liu J.-H., Zhang Q.W.L., Lia Zhen M.G. et al. Metamorphic evolution and U-Pb geochronology of metapelite, northeastern Wutai Complex: Implications for Paleoproterozoic tectonic evolution of the Trans-North China Orogen // Precamb. Res. 2020. V. 350. P. 1–13.

Moynihan D.P. A preliminary assessment of low pressure, amphibolite-facies metamorphism in the upper Hyland River area (NTS 105H), southeast Yukon // Yukon Explor. Geol. 2012. P. 99–114.

Palin R.M., Dyck B. Metamorphism of pelitic (Al-rich) rocks // Encyclopedia Geol. (Second Edition). Oxford: Academic Press, 2021. P. 445–456.

Pattison D. R. M., Tinkham D. K. Interplay between equilibrium and kinetics in prograde metamorphism of pelites: An example from the Nelson aureole, British Columbia // J. Metamorph. Geol. 2009. V. 27. P. 249–279.

Pattison D.R.M., Vogl J.J. Contrasting sequences of metapelitic mineral-assemblages in the aureole of the tilted Nelson batholith, British Columbia: Implications for phase equilibria and pressure determination in andalusite-sillimanite-type settings // Canad. Mineral. 2005. V. 43. P. 51–88.

Ramberg H. The origin of metamorphic and metasomatic rocks. Chicago: Univ. Chicago Press, 1952. 317 p.

Richardson S.W. Staurolite stability in a part of the system Fe–Al–Si–O–H // J. Petrol. 1968. V. 9. P. 467–488.

Richardson S.W. The stability of Fe-staurolite + quartz. Washington: Carnegie Institution of Washington Yearbook, 1967. V. 66. P. 398–402.

Spear F. Metamorphic phase equilibria and pressure–temperature–time paths // Mineral. Soc. Amer. 1993. 799 p.

Spear F., Cheney J. A petrogenetic grid for pelitic schists in the system SiO_2–Al_2O_3–FeO–MgO–K_2O–H_2O // Contrib. Mineral. Petrol. 1989. V. 101. P. 149–164.

Turner F.J., Verhoogen J. Igneous and Metamorphic Petrology. N.Y., USA: McGrawHill Book Co., 1960.

Ugwuonah E.N., Tsunogae T., Obiora S.Ch. Metamorphic *P-T* evolution of garnet-staurolite-biotite pelitic schist and amphibolite from Keffi, north-central Nigeria: Geothermobarometry, mineral equilibrium modeling and *P-T* path // J. African Earth Sci. 2017. V. 129. P. 1–16.

Wang K., Dong S., Li Z.-X., Han B. Age and chemical composition of Archean metapelites in the Zhongxiang Complex and implications for early crustal evolution of the Yangtze Craton // Lithos. 2018. V. 320–321. P. 280–301.

Wang P., Spear F.S. A field and theoretical analysis of garnet + + chlorite + chloritoid + biotite assemblages from the tristate MA, CT, NY area, U.S.A. // Contrib. Mineral. Petrol. 1991. V. 106. P. 217–235.

Whitney D.L., Mechum T.A., Kuehner S.M., Dilek Y.R. Progressive metamorphism of pelitic rocks from protolith to granulite facies, Dutchess County, N.Y., USA: Constraints on the timing of fluid infiltration during regional metamorphism // J. Metamorph. Geol. 1996. V. 14. № 2. P. 163–181.

Yardley B.W.D. An introduction to metamorphic petrology // Geol. Mag. 1989. V. 127. № 1. P. 81–82.

Petrochemical Criteria for Staurolite Appearance in Metapelites at Medium Temperature Metamorphism of Low and Medium Pressures

E.B. Borisova[1, 2] and S.K. Baltybaev[1, 2]

[1]*Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia*
[2]*St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia*

The natural appearance and then disappearance of staurolite with increasing temperature in zonal-metamorphosed complexes is used to distinguish the staurolite zone. Along with other metamorphic zones this zone reflects the configuration of the paleotemperature distribution during the metamorphic zoning formation. Staurolite-bearing parageneses appear in metapelites of appropriate chemical composition at metamorphic temperatures of ~500–650°C. The narrow temperature range of the staurolite existence makes it possible to predict the presence or absence of this mineral if there are representative data on the composition of the protolith. We propose a method for identifying potentially staurolite-bearing rocks using computational petrochemical modules, the values of which are calibrated on natural objects and modeled rock compositions that are possible in nature. Four petrochemical modules are proposed in the form of the main rock-forming chemical components ratio: Al_2O_3/SiO_2, CaO/FM (where FM = FeO_t + MgO), K_2O/FM and Na_2O/FM, in metamorphic rocks, which can be used as criteria for the presence or absence of staurolite when a certain temperature (and pressure) is reached. These modules allow select and set more reliably boundaries of staurolite zone, for example, for the compilation of metamorphic maps.

Keywords: staurolite, metamorphic zoning, petrochemical module, metamorphism, mineral paragenesis

ПЕТРОЛОГИЯ, 2021, том 29, № 5, с. 552–566

УДК 550.4:549.651.1

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ КАТИОНООБМЕННЫХ РАВНОВЕСИЙ ТВЕРДЫХ РАСТВОРОВ ГАЛЛИЕВЫХ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ $(Na,K)GaSi_3O_8$ С ВОДНО-СОЛЕВЫМ ФЛЮИДОМ ($NaCl–KCl–H_2O$) ПРИ 550°С И 1.5 кбар

© 2021 г. А. Р. Котельников[a, *], Н. И. Сук[a, **], Г. М. Ахмеджанова[a, b], З. А. Котельникова[a, b]

[a] Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка, Московская область, Россия

[b] Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

*e-mail: kotelnik@iem.ac.ru

**e-mail: sukni@iem.ac.ru

Поступила в редакцию 18.12.2020 г.
После доработки 01.02.2021 г.
Принята к публикации 29.03.2021 г.

Для получения данных о распределении Na и K между полевым шпатом и раствором при 550°С и 1.5 кбар в гидротермальных условиях проведены экспериментальные исследования катионообменных равновесий: $NaGaSi_3O_8$ + KCl aq = $KGaSi_3O_8$ + NaCl aq. Распределение Na и K между полевыми шпатами и флюидом неидеальное, в натровой части системы калий обогащает раствор относительно полевого шпата, затем происходит инверсия и при значениях $X_K^{Fsp} > 0.8$ калий перераспределяется в полевой шпат относительно флюида. Определены границы области несмесимости твердого раствора и концентрационные зависимости коэффициентов распределения Na и K между полевым шпатом и флюидом. Уточнены параметры элементарных ячеек твердых растворов $(Na,K)GaSi_3O_8$. На основе данных порошковой рентгенографии проведена оценка избыточного объема смешения твердых растворов галлиевых щелочных полевых шпатов. Проведена корреляция избыточных интегрированных энергий и объемов смешения со структурными параметрами. Полученные закономерности позволяют оценивать величины энергетических функций смешения твердых растворов каркасных алюмосиликатов.

Ключевые слова: эксперимент, полевой шпат, параметры элементарных ячеек, твердые растворы, избыточные объемы смешения

DOI: 10.31857/S0869590321050034

ВВЕДЕНИЕ

Галлиевые щелочные полевые шпаты ряда $NaGaSi_3O_8–KGaSi_3O_8$ интересны для изучения свойств минералов группы каркасных алюмосиликатов, а также как модели твердых растворов, в которых структурное упорядочение в значительной степени определяет их термодинамические свойства. Как было показано в работах (Котельников и др., 1995; Котельников, 1997; Kotelnikov et al., 2019), твердые растворы каркасных алюмосиликатов являются потенциальным матричным минералом для иммобилизации элементов радионуклидов и других промышленных отходов.

Впервые данные о синтезе Ga-полевых шпатов приводятся в монографии (Smith, 1974). В работе (Bambauer et al., 1974) представлены данные о твердых растворах полевых шпатов, в том числе и галлиевых щелочных полевых шпатов. В этой работе построена *T–X* диаграмма системы $NaGaSi_3O_8–KGaSi_3O_8$; показано существование обширной области распада твердых растворов. Более детально конечные миналы $NaGaSi_3O_8$ (галлиевый аналог альбита, в дальнейшем – галлиевый альбит) и $KGaSi_3O_8$ (галлиевый аналог санидина, в дальнейшем – галлиевый санидин) были изучены в основополагающей работе (Pentinghaus, 1980). Было показано, что галлиевый альбит аналогичен альбиту и его структура соответствует пространственной группе *C*1, в то время как структура синтетического $KGaSi_3O_8$ соответствует пространственной группе *C*2/*m* и имеет моноклинную сингонию. Н.С. Васильев (1990) экспериментально исследовал кинетику синтеза калиевых и натриевых галлиевых полевых шпатов и показал их высокую тенденцию к структурному упорядочению. Изучение кристаллической структуры

упорядоченного галлиевого альбита проведено в работе (Fleet, 1992). А.Р. Котельников (1995) синтезировал галлиевые альбиты в гидротермальных условиях (T = 600°C; P = 1 кбар) и уточнил параметры их элементарных ячеек. В целом можно резюмировать неплохой уровень изучения галлийсодержащих щелочных полевых шпатов. Тем не менее до сих пор остаются неизученными ряд вопросов: (1) оценка величин коэффициентов распределения натрия и калия между галлиевым щелочным полевым шпатом и флюидом; (2) положение точки структурного перехода $C1 \leftrightarrow C2/m$ (Ga-альбит ↔ Ga-санидин; (3) параметры элементарных ячеек твердых растворов галлиевых щелочных полевых шпатов; (4) определение термодинамических функций смешения твердых растворов $(Na,K)GaSi_3O_8$ полевых шпатов.

Целью нашего исследования было изучение катионообменных равновесий галлиевых полевых шпатов с раствором: $NaGaSi_3O_8$ + KCl aq = = $KGaSi_3O_8$ + NaCl aq для получения данных о распределении натрия и калия между полевым шпатом и раствором. Также предполагалось проведение уточнения параметров элементарных ячеек твердых растворов синтетических галлиевых полевых шпатов и оценка избыточных функций смещения.

МЕТОДИКА ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Для исследования свойств твердых растворов галлиевых полевых шпатов применяли метод катионообменных реакций, детально описанный в работах (Orville, 1963; Зырянов, 1981; Котельников, 1995).

Исходные материалы. В качестве стартовых материалов использовали стекла $NaGaSi_3O_8$ и $KGaSi_3O_8$, полученные методом плавления смесей оксидов и карбонатов в печи КО-14 при 1250°C в платиновых ампулах в течение 6 ч. Проведенные исследования методами электронно-зондового микроанализа и порошковой рентгенографии показали их соответствие заданным составам, гомогенность и рентгеноаморфность. Состав раствора задавали одномолярными водными растворами NaCl и KCl. Для приготовления растворов использовали реактивы марки “осч”. Соотношение навеска/ раствор варьировало от 0.7 до 1.1. Используя различные составы исходных растворов и стекол, мы могли получать конечные составы фаз в широком интервале составов и обеспечивать подход к равновесной изотерме с двух сторон.

Аппаратура. Все опыты проводили на гидротермальных установках с внешним нагревом и холодным затвором (конструкции ИЭМ РАН). На установках использовали эксцентриковый затвор с водяным охлаждением. Точность регулировки и контроля температуры составляла ±2°C, давления – ±50 бар.

Методика опытов. Опыты проводили в платиновых и золотых ампулах объемом 500–600 мкл. В ампулы загружали смесь порошков стекол галлиевых полевых шпатов, заливали необходимое количество растворов 1 M NaCl и 1 M KCl. Затем ампулы заваривали электродуговой сваркой и проверяли на герметичность, взвешивали и помещали в реакторы установок высокого давления. Опыты проводили при температуре 550°C и давлении 1.5 кбар. Ввод в режим выполняли с опережающим ростом давления относительно температуры на ~200–300 бар. Ввод в режим занимал около 1–1.5 ч. Выдержка в режиме опытов составляла от 12 до 25 сут. Время закалки опытов (от температуры 550 до 100°C) не превышало 5–7 мин. Герметичность ампул после опытов контролировали весовым методом. Условия проведения и результаты опытов представлены в табл. 1.

Критерии достижения равновесия. Достижение равновесия определялось для катионообменных опытов подходом к равновесной изотерме сосуществующих полевых шпатов и растворов с двух сторон. В пользу равновесности полученных в ходе экспериментов фаз свидетельствует также независимость результатов опытов от их продолжительности.

Фазовое состояние флюида. От фазового состава гидротермального раствора при заданных параметрах опытов зависит скорость их протекания, фазовый состав продуктов и интерпретация полученных результатов. Бинарные водные системы обеих солей, присутствующих во флюидообразующей смеси, имеют фазовые диаграммы первого типа: критические явления в них наблюдаются только в недосыщенных растворах; несмесимость в жидких фазах отсутствует (Равич, 1974; Валяшко, 1990). При давлении 1 кбар в системе H_2O–NaCl по данным Р. Боднара и др. (Bodnar et al., 1985) жидкость и пар сосуществуют при температурах выше 625°C. Для системы H_2O–KCl при этом давлении (1 кбар) гетерогенизация на паровую и жидкую фазы происходит при температурах выше 600°C (Котельникова и др., 1999). Экспериментальные данные о фазовом состоянии флюида при изучаемых параметрах 550°C и P = 1.5 кбар, к сожалению, отсутствуют. Следует отметить, что повышение давления приведет и к повышению значений температур гетерогенизации. Наш опыт постановки экспериментов по синтезу флюидных включений при залечивании трещин в кварце с использованием в качестве флюидообразующей смеси, содержащей соли NaCl и KCl в разных соотношениях, показал, что область гетерогенизации в тройной системе обычно несколько шире, чем в бинарной. В работе (Sterner et al., 1992) были проведены термодинамические расчеты для

Таблица 1. Условия и фазовый состав продуктов опытов по изучению катионообменных равновесий галлиевый полевой шпат–флюид (T = 550°C, P = = 1.5 кбар)

№ оп.	Исходная навеска	Исходный раствор	K[3)]	X_K^{Fsp}, д/о[4)]	X_K^{fl}, д/о[5)]	Длит., сут[6)]	Фазовый состав продуктов опыта
7196	240 мг Ga-*Ab* gl.[1)]	26 мкл H_2O	9.3	0	–	16	*Fsp* (Ga-*Ab*) + *Qz* (мало)
7197	260 мг Ga-*Ksp* gl.[2)]	26 мкл H_2O	10	1	–	16	*Fsp* (Ga-*San*)
7229	100 мг Ga-Ab gl.	100 мкл раствора 1M KCl	0.93	0	1	12	*Fsp*1 (Na-фаза) + *Fsp*2 (K-фаза) + + *Qz* (мало) + Ga_2O_3 (мало)
7230	100 мг Ga-*Ksp* gl.	100 мкл раствора 1M NaCl	0.94	1	0	12	*Fsp*1 (Na-фаза) + *Fsp*2 (K-фаза) + + *Qz* (мало)
7231	100 мг Ga-*Ab* gl.	50 мкл раствора 1M KCl + + 50 мкл раствора 1M NaCl	0.93	0	0.5	12	*Fsp* (K-фаза) + *Qz* (мало) + + Ga_2O_3 (следы)
7232	100 мг Ga-*Ksp* gl.	50 мкл раствора 1M KCl + + 50 мкл раствора 1M NaCl	0.93	1	0.5	12	*Fsp* (K-фаза)
7233	50 мг Ga-*Ab* gl. + + 50 мг Ga-*Ksp* gl.	100 мкл раствора 1M NaCl	0.94	0.5	0	12	*Fsp*1 (Na-фаза) + *Fsp*2 (K-фаза) + + *Qz* (мало) + Ga_2O_3 (мало)
7234	50 мг Ga-*Ab* gl. + + 50 мг Ga-*Ksp* gl.	100 мкл раствора 1M KCl	0.93	0.5	1	12	*Fsp*1 (Na-фаза) + *Fsp*2 (K-фаза) + + *Qz* (следы) + Ga_2O_3 (мало)
7247	150 мг Ga-*Ksp* gl.	45 мкл раствора 1M NaCl + + 115 мкл раствора 1M KCl	0.93	1	0.72	20	*Fsp* (K-фаза) + Ga_2O_3 (следы)
7248	150 мг Ga-*Ab* gl.	128 мкл раствора 1M NaCl + + 32 мкл раствора 1M KCl	0.94	0	0.20	20	*Fsp* (Na-фаза) + *Qz* (следы)
7253	100 мг Ga-*Ab* gl.	133 мкл раствора 1M NaCl + + 57 мкл раствора 1M KCl	0.50	0	0.30	25	*Fsp* (Na-фаза)
7254	100 мг Ga-*Ksp* gl.	114 мкл раствора 1M NaCl + + 76 мкл раствора 1M KCl	0.50	1	0.40	25	*Fsp* (K-фаза)

[1)] Стекло галлиевого альбита состава $NaGaSi_3O_8$; [2)] стекло галлиевого санидина состава $KGaSi_3O_8$; [3)] массовое соотношение навеска/раствор; [4)] мольная доля калия в полевом шпате X_K^{Fsp} = K/(Na + K), где Na и K – атомные количества натрия и калия в полевом шпате; [5)] мольная доля калия в исходном растворе X_K^{fl} = K/(Na + K), где Na и K – атомные количества натрия и калия во флюиде; [6)] продолжительность опытов, в сутках.

тройной системы $NaCl–KCl–H_2O$ с целью оценки величин энергии смешения при *P-T-X* условиях в окрестностях поверхности растворения. Полученные ими результаты свидетельствуют о том, что в этом диапазоне *P-T-X* в системе имеет место полное смешение жидкости между всеми тремя компонентами.

Таким образом, имеющиеся на сегодняшний день данные позволяют предположить, что флюид $NaCl–KCl–H_2O$ состава при $P = 1.5$ кбар и $T = 550°C$ был гомогенен.

Методика анализов продуктов опытов. Анализировали как твердые, так и жидкие продукты опытов. Для этого после вскрытия ампулы ее содержимое переводили в стакан на 100 мл, добавляли воду и кипятили в течение 10 мин. Затем содержимое стакана, осадок и ~100 мл раствора переносили на фильтр и промывали большим количеством дистиллированной воды, которую в дальнейшем собирали в мерную колбу на 250 мл.

Анализ раствора на содержание натрия и калия проводили методом атомно-абсорбционной спектроскопии на приборе "Квант". Полученные значения пересчитывали на мольную долю калия в растворе $X_K^{fl} = K/(Na + K)$, где Na и K – атомные количества данных элементов в растворе. Точность анализа в растворе была не хуже чем 1–2 отн. % (по значению мольной доли калия ±0.01).

Состав синтезированных твердых продуктов опытов определяли методом локального рентгеноспектрального микроанализа с использованием следующих приборов (ИЭМ РАН): рентгеновского микроанализатора Camebax (Cameca, Франция) с энергодисперсионным спектрометром Link AN-10000 (Oxford Instruments, Англия), условия анализа: ускоряющее напряжение 15 кВ, ток зонда 2 нА, время анализа в точке 70 с; сканирующего электронного микроскопа Tescan Vega TS5130MM (Tescan, Чехия), оснащенного системой для рентгеноспектрального микроанализа INCA Energy 200 с энергодисперсионным спектрометром Link INCA Energy (Oxford Instruments, Англия), условия анализа: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток поглощенных электронов на Co 1 нА; сканирующего электронного микроскопа Tescan Vega II XMU (Tescan, Чехия), оснащенного системой для рентгеноспектрального микроанализа INCA Energy 450 с энергодисперсионным (INCAxsight) и кристалл-дифракционным (INCA wave 700) рентгеновскими спектрометрами (Oxford Instruments, Англия) и программной платформой INCA Energy+. Условия анализа при использовании только энергодисперсионного спектрометра были следующие: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток поглощенных электронов на Co 0.3 нА, время анализа в точке 70 с. При использовании кристалл-дифракционного спектрометра совместно с энергодисперсионным условия анализа были другими: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток поглощенных электронов на Co 20 нА, общее время анализа в точке 170 с. Точность количественного рентгеноспектрального анализа с применением энергодисперсионного спектрометра сопоставима с анализом, выполненным с использованием кристалл-дифракционного спектрометра при содержаниях элементов выше 1 мас. % (Reed, 2005). Содержания определяемых элементов в исследуемых образцах в большинстве случаев превышали 1 мас. %. Для некоторых образцов проводили валовый анализ навески методом кислотного разложения в плавиковой кислоте с последующим анализом раствора методом атомно-абсорбционной спектроскопии.

Изучение твердых растворов галлийсодержащих щелочных полевых шпатов проводили на дифрактометрах HZG-4 и "Bruker" в режиме постоянного сканирования. В качестве внутреннего стандарта применяли кремний спектральной чистоты ($a = 5.4307$ [Å]). Использовали полигональный метод коррекции рентгеновских отражений (Kroll et al., 1995; Котельников, 1995). Полученные результаты позволили рассчитать параметры элементарных ячеек твердых растворов. Уточнение параметров элементарных ячеек проводили по 45–103 отражениям в интервале углов 6.5°–44.5°(Θ). Для качественного расчета ПЭЯ минерала триклинной сингонии число отражений должно быть в 6–8 раз выше, чем количество расчетных параметров. Иными словами, для альбита следует определить: a, b, c, α, β, γ (всего шесть параметров). Для этого небходимо минимум 36 отражений. В нашем случае, при наличии в одном опыте фаз различного структурного типа (при их различном массовом соотношении), часто получалось набрать для одной фазы только 45 отражений. Для опытов, в которых встречена только одна структурная фаза, число отражений, использованных для расчета, достигало 103. Уточнение параметров элементарных ячеек выполняли с использованием программ LCC, PUDI, MINCRYST (Burnham, 1991; Chichagov, 1994).

РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Распределение щелочных элементов в системе галлиевый полевой шпат–флюид. Результаты опытов представлены в табл. 2. Катионообменные реакции в изучаемой системе проходят до конца – до равновесных значений составов сосуществующих фаз. Продукты опытов представлены кристаллами полевых шпатов, иногда в небольших количествах встречаются кварц и игольчатые кристаллы Ga_2O_3. На рис. 1а видны тонкопризматические кристаллики синтетического $NaGaSi_3O_8$ размером 2 × 20 мкм (обр. 7196). В этом же образце иногда наблюдаются неправильной формы кристаллы кварца размером до 2 × 5 мкм. На рис. 1б, 1в (обр. 7229) пока-

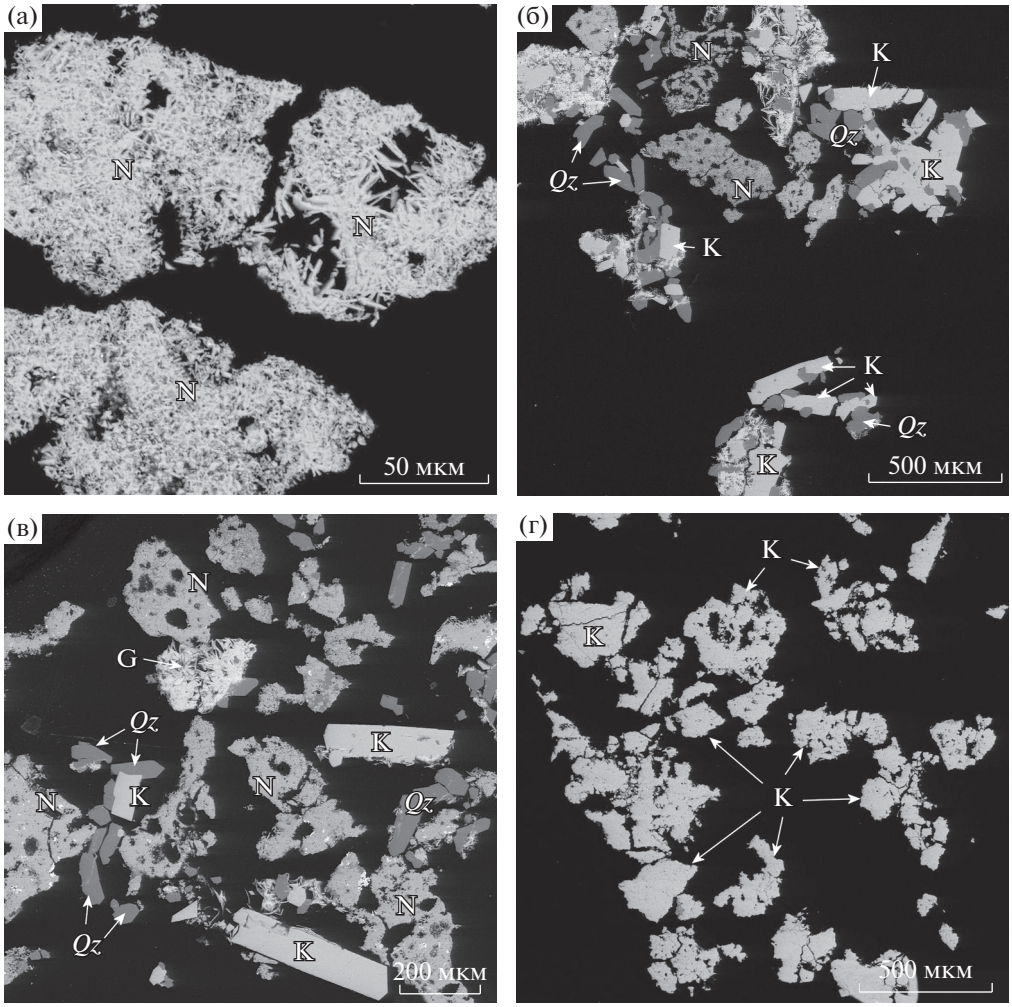


Рис. 1. Кристаллы синтетических галлиевых полевых шпатов.
(а) – обр. 7196, (б, в) – обр. 7229, (г) – обр. 7197. N – Na-галлиевые полевые шпаты, K – K-галлиевые полевые шпаты, G – Ga_2O_3, *Qz* – кварц.

заны сосуществующие фазы Na- и K-галлиевых полевых шпатов размером до 300–400 мкм. Хорошо видны светлые удлиненные призматические кристаллы K-фазы (K). Na-фаза имеет неправильные формы и выглядит как скопление мелких кристаллитов серого цвета (N); также отчетливо видны призмы кварца размером 25 × 100 мкм (*Qz*). В образце также присутствует небольшое количество игольчатых кристалликов (G) размером ~2 × 10 мкм (по данным качественного анализа это Ga_2O_3). На рис. 1г показаны кристаллы $KGaSi_3O_8$ размером до 400 мкм (обр. 7197). Составы синтезированных полевых шпатов представлены в табл. 3. Видно, что составы полевых шпатов в целом отвечают стехиометрии твердых растворов $NaGaSi_3O_8$–$KGaSi_3O_8$. В некоторых опытах (как указывалось выше, рис. 1б) наблюдается сосуществование разных по составу фаз. Это свидетельствует о наличии области распада твердого раствора. На основании данных о составах сосуществующих натриевых и калиевых фаз галлиевых полевых шпатов определены границы области несмесимости твердых растворов $NaGaSi_3O_8$–$KGaSi_3O_8$. Они следующие (в мольных долях калиевого минала): $X_K^{(1)} = 0.108(51)$; $X_K^{(2)} = 0.872(62)$; оценка проведена по пяти составам равновесных полевых шпатов. Сольвус галлиевых полевых шпатов более симметричен, в то время как границы области распада структурно упорядоченных щелочных (Al,Si)-полевых шпатов (Зырянов, 1981) при 550°C смещены в натровую область: 0.03–0.80 (в мольных долях калия). В то же время наши данные близки к данным работы (Bambauer et al., 1974), в которой получены следующие границы сольвуса: 0.07–0.88 (при 550°C).

Распределение натрия и калия между полевыми шпатами и флюидом неидеальное, в натровой части системы калий обогащает раствор относи-

Таблица 2. Химические составы синтетических галлиевых полевых шпатов

Оксиды	7229		7230		7231		7232	7233	
	Na-фаза	K-фаза	Na-фаза	K-фаза	Na-фаза	K-фаза	–	Na-фаза	K-фаза
Na_2O	8.61(33)[1)]	1.31(22)	7.98(53)	0.99(41)	8.80(27)	0.43(3)	0.32(13)	8.50(44)	1.98(51)
SiO_2	59.05(35)	56.86(40)	60.45(78)	56.78(58)	59.74(44)	56.06(58)	55.51(1.05)	58.16(84)	56.30(1.22)
K_2O	1.03(11)	13.05(43)	2.51(34)	13.62(65)	0.92(20)	14.61(49)	14.35(53)	0.85(16)	11.13(93)
Ga_2O_3	30.52(36)	28.18(44)	29.02(63)	28.60(51)	30.35(37)	28.92(50)	28.68(56)	31.38(93)	30.78(1.18)
Сумма	99.21	99.40	99.96	99.99	99.81	100.02	98.86	98.89	100.19
Na	0.864	0.133	0.790	0.102	0.868	0.044	0.033	0.855	0.204
Si	3.055	3.010	3.091	3.007	3.072	2.981	2.990	3.028	2.992
K	0.068	0.881	0.169	0.920	0.060	0.990	0.986	0.080	0.755
Ga	1.012	0.975	0.953	0.975	1.000	0.985	0.990	1.036	1.049
X_K^{Fsp}	0.073(10)	0.869(22)	0.170(41)	0.900(20)	0.065(22)	0.957(22)	0.968(21)	0.085(23)	0.788(31)
X_{Ga}^{Fsp}	0.249(6)	0.245(7)	0.236(10)	0.244(11)	0.246(9)	0.248(8)	0.249(7)	0.256(9)	0.259(7)
Оксиды	7234		7247	7248	7253[2)]	7254[2)]	7196[3)]	7197[3)]	
	Na-фаза	K-фаза	–	–	–	–	–	–	
Na_2O	8.51(45)	1.45(43)	0.35(12)	9.06(23)	9.41	0.80	9.96(32)	–	
SiO_2	59.05(88)	57.19(1.29)	58.08(96)	59.31(55)	59.30	56.34	59.65(51)	56.29(89)	
K_2O	2.28(15)	11.79(33)	13.38(53)	0.21(5)	0.84	12.95	–	14.42(32)	
Ga_2O_3	30.48(87)	30.78(1.23)	28.46(94)	31.28(54)	30.86	28.66	30.48(44)	28.79(54)	
Сумма	100.32	99.92	99.65	99.86	100.42	98.75	100.09	99.50	
Na	0.842	0.150	0.036	0.904	0.927	0.084	0.980	–	
Si	3.013	3.043	3.087	3.051	3.013	3.036	3.027	3.022	
K	0.148	0.800	0.907	0.014	0.055	0.890	–	0.987	
Ga	0.997	1.006	0.970	1.022	1.005	0.990	0.992	0.991	
X_K^{Fsp}	0.150(60)	0.842(52)	0.962(32)	0.015(5)	0.056	0.914	0		
X_{Ga}^{Fsp}	0.249(6)	0.249(7)	0.239(8)	0.253(9)	0.250	0.246	0.247(7)	0.246(9)	

[1)] Погрешности приведены в скобках и относятся к последним десятичным цифрам; [2)] проведен валовый анализ; [3)] полевые шпаты синтезированы из стекол соответствующих составов при 650°C и P_{H_2O} = 1 кбар.

Таблица 3. Результаты опытов по равновесию галлиевый полевой шпат–флюид при 550°C и 1.5 кбар

№ оп.	X_K^{Fsp}, д/о	X_K^{fl}, д/о	X_K^{NaFsp} п/о[1)]	X_K^{KFsp} п/о[2)]	X_K^{fl}, п/о	$K_D(1)$[3)]	$\ln K_D(1)$	$K_D(2)$	$\ln K_D(2)$
7229	0	1	0.073	0.869	0.390	0.123	–2.094	10.376	2.339
7230	1	0	0.170	0.900	0.396	0.312	–1.163	13.727	2.619
7231	0	0.5	0.065	0.957	0.390	0.109	–2.219	34.810	3.550
7232	1	0.5	–	0.968	0.606	–	–	19.667	2.979
7233	0.5	0	0.085	0.788	0.404	0.137	–1.987	5.483	1.702
7234	0.5	1	0.150	0.842	0.377	0.292	–1.232	8.806	2.175
7247	1	0.72	–	0.962	0.720	–	–	9.485	2.287
7248	0	0.20	0.015	–	0.240	0.048	–3.032	–	-
7253	0	0.30	0.056	–	0.310	0.132	–2.025	–	-
7254	1	0.40	–	0.914	0.439	–	–	13.581	2.609

[1)] Мольная доля калия в полевом шпате (в натровом минале – для сосуществующих составов полевых шпатов в области распада твердого раствора); [2)] мольная доля калия в полевом шпате (в калиевом минале – для сосуществующих составов полевых шпатов в области распада твердого раствора); [3)] K_D – коэффициент распределения калия между полевым шпатом и флюидом; $K_D = [X_K^{Fsp}(1 - X_K^{fl})]/[(1 - X_K^{Fsp})X_K^{fl}]$. $K_D(1)$ – для распределения натровый минал–флюид; $K_D(2)$ – калиевый минал–флюид.

тельно полевого шпата, затем происходит инверсия и при значениях $X_K^{Fsp} > 0.8$ калий перераспределяется в полевой шпат относительно флюида. На рис. 2 показаны результаты катионообменных опытов. Для количественной оценки распределения удобно использовать следующее выражение: $K_D = [X_K^{Fsp}(1 - X_K^{fl})]/[(1 - X_K^{Fsp})X_K^{fl}]$. На рис. 3 показана зависимость $\ln K_D$ от состава галлиевого полевого шпата. Данная зависимость удачно описывается полиномом 3-й степени: $\ln K_D = 3.0798 + 14.897(X_K^{Fsp}) - 20.4032(X_K^{Fsp})^2 + 11.9309(X_K^{Fsp})^3$ (±0.20).

В целом можно сделать вывод о топологическом сходстве диаграммы распределения Na и K в системе галлиевый полевой шпат–флюид с подобными диаграммами для алюмосиликатных полевых шпатов (Зырянов, 1981).

Уточнение параметров элементарных ячеек твердых растворов галлиевых полевых шпатов. Для расчетов параметров в качестве опорных исходных данных мы использовали известные ПЭЯ конечных миналов, взятых из разных источников (Pentinghaus, 1980; Fleet, 1992; Kimata et al., 1995; Котельников, 1995). Результаты расчетов представлены в табл. 4 и на рис. 4. Видно, что ПЭЯ имеют знако-

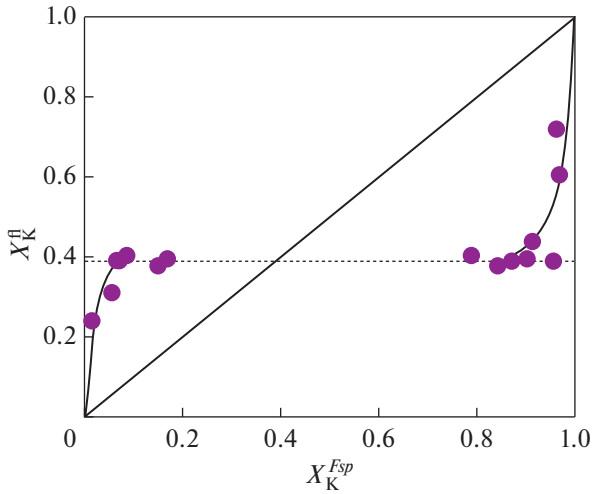


Рис. 2. Распределение калия и натрия между галлиевыми щелочными полевыми шпатами и флюидом (550°C, 1.5 кбар).

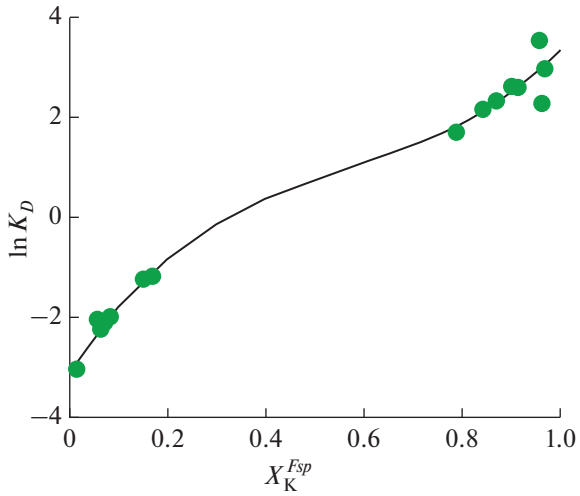


Рис. 3. Концентрационная зависимость коэффициента распределения калия ($\ln K_D$).

Таблица 4. Параметры элементарных ячеек твердых растворов $(Na,K)GaSi_3O_8$

№ оп.	X_K^{Fsp} 1)	*a*, [A]	*b*, [A]	*c*, [A]	α, [°]	β, [°]	γ, [°]	*V*, [A]^3	*n* 2)
1	0.0	8.166	12.857	7.203	94.37	116.54	87.17	674.4	–
2	0.0	8.161	12.851	7.191	94.39	116.52	87.38	672.4	–
3	0.0	8.166	12.858	7.204	94.37	116.52	87.14	674.6	–
7196	0.0	8.170(1)	12.860(1)	7.198(1)	94.32(1)	116.49(1)	87.28(1)	674.9(2)	93
7248	0.015	8.173(1)	12.864(1)	7.197(1)	94.29(1)	116.46(1)	87.31(1)	675.4(2)	76
7231	0.065	8.179(2)	12.866(2)	7.199(1)	93.97(1)	116.45(1)	87.50(1)	676.6(3)	57
7229	0.074	8.182(1)	12.869(2)	7.199(1)	93.93(1)	116.42(1)	87.55(1)	677.1(3)	54
7233	0.085	8.185(2)	12.871(2)	7.197(1)	93.80(1)	116.39(1)	87.63(1)	677.7(3)	51
7234	0.150	8.204(1)	12.882(1)	7.198(1)	93.41(1)	116.33(1)	87.90(1)	680.5(2)	49
7233	0.788	8.618(3)	13.087(3)	7.226(2)	90.0	116.08(1)	90.0	732.1(4)	51
7234	0.842	8.616(1)	13.094(1)	7.225(1)	90.0	116.10(1)	90.0	732.0(2)	68
7230	0.900	8.629(1)	13.096(1)	7.231(1)	90.0	116.11(1)	90.0	733.8(2)	75
7231	0.957	8.647(2)	13.094(2)	7.232(2)	90.0	116.08(2)	90.0	735.5(5)	27
7232	0.968	8.648(1)	13.095(1)	7.233(1)	90.0	116.08(1)	90.0	735.7(1)	79
7197	1.00	8.661(1)	13.085(1)	7.238(1)	90.0	116.11(1)	90.0	736.5(1)	103
4	1.00	8.660	13.100	7.229	90.0	116.06	90.0	736.8	–
5	1.00	8.661	13.110	7.239	90.0	116.08	90.0	738.8	–

Примечание. Цифры в скобках: 1 – (Bambauer et al., 1974); 2 – (Fleet, 1991); 3 – (Котельников, 1995); 4 – (Kimata et al., 1995); 5 – PDF # 331009. Все остальные данные – настоящая работа.
1) Мольная доля калиевого минала; 2) количество отражений, использованных для расчета ПЭЯ.

Таблица 5. Коэффициенты полинома 3-й степени для описания концентрационных зависимостей параметров элементарных ячеек твердых растворов $(Na,K)GaSi_3O_8$; вида $P = A + BX + CX^2 + DX^3$

P	A	B	C	D	E_x 1)
a, [A]	8.1698	0.07497	1.28774	–0.875674	0.004
b, [A]	12.861	0.044630	0.786806	–0.606182	0.003
c, [A]	7.1979	–0.002199	0.053772	–0.0122885	0.003
β, [°]	116.491	–1.13487	0.953935	–0.204766	0.007
V, [A]^3	674.88	19.6990	148.5299	–106.9519	0.30

1) Погрешность аппроксимации данных полиномами.

переменное отклонение от идеального. Параметры элементарных ячеек твердого раствора $(Na,K)GaSi_3O_8$ полевых шпатов описываются следующими полиномами 3-й степени: $P = A + BX + CX^2 + DX^3$; где P – параметр элементарной ячейки, *X* – мольная доля калия в твердом растворе. Коэффициенты полиномов приведены в табл. 5. Кривые концентрационных зависимостей ПЭЯ для галлиевых полевых шпатов отличаются от аналогичных для (Al,Si)-полевых шпатов, в которых не наблюдается знакопеременного отклонения от линейного закона.

Оценка точки структурного перехода *C*1 ↔ *C*2/*m*. Изучение положения точки структурного перехода для твердых растворов щелочных полевых шпатов представляет значительный интерес для термодинамических оценок функций смешения, исследования процессов структурного упорядочения и др. Оценку положения точки мы проводили по методике, изложенной в работе (Bambauer et al., 1984). Метод основан на том, что в точке перехода *C*1 ↔ *C*2/*m* углы элементарной ячейки α и γ становятся равными 90°, и, соответственно, значения косинусов этих углов становятся равными 0. В работе (Bambauer et al., 1984) показано, что зависимости величин $(1000\cos^2\alpha)$ и $(1000\cos^2\gamma)$ от состава полевого шпата линейны и описываются простыми уравнениями вида: $(1000 \times \cos^2\alpha) = A + BX$ (где *X* – мольная калия в твердом растворе полевого шпата). Подобная методика оценки точки перехода ранее использовалась для систем (Na,Sr)-, (Na,Ba)-, (K,Rb)-полевых шпатов (Котельников

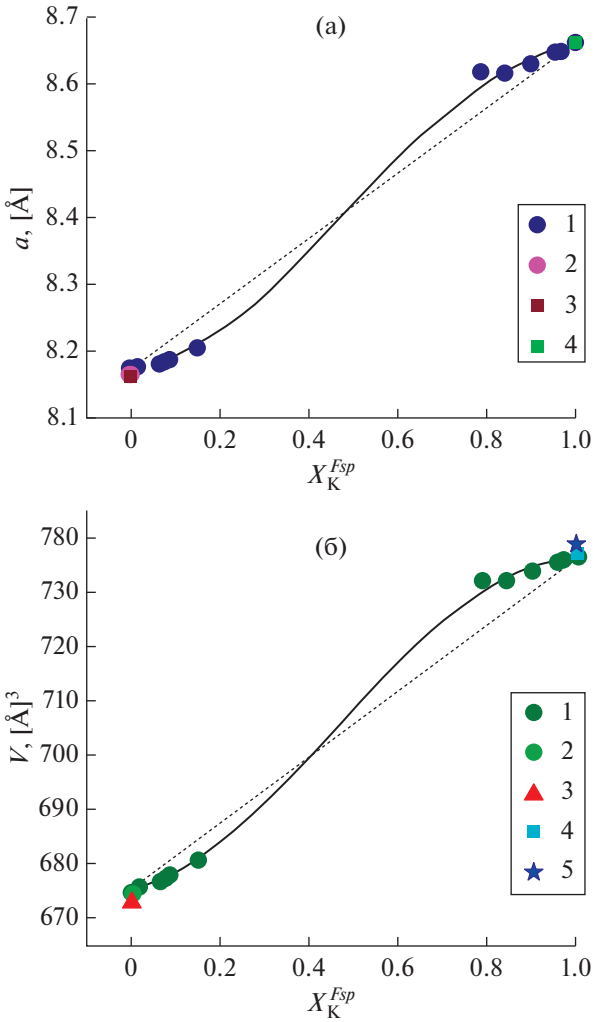


Рис. 4. Концентрационные зависимости параметра *a*, [A] (а) и объема элементарной ячейки *V*, [A]^3 (б).

1995). В табл. 6 приведены исходные данные для расчета подобного типа уравнений. В результате получены следующие уравнения: $(1000\cos^2\alpha) = 5.776 - 15.201X$; $(1000\cos^2\gamma) = 2.216 - 5.653X$. Решение этих уравнений для нулевых значений $(1000\cos^2\alpha)$ и $(1000\cos^2\gamma)$ дает следующее значение точки перехода: $X_K^{Fsp} = 0.385$ (± 0.015). Эти значения близки к составам точки перехода $Ab^h \leftrightarrow San$ для системы (Al,Si)-щелочных полевых шпатов ($X_K^{Fsp} \approx 0.45$) по данным, приведенным в работах (Smith, 1974; Kroll et al., 1986).

Расчет избыточных энергий смешения твердых растворов галлиевых полевых шпатов. Из полученных нами экспериментальных данных по свойствам твердого раствора полевых шпатов и результатов изучения катионообменных равновесий можно рассчитать избыточные энергии смешения. Для описания твердого раствора галлиевых щелочных полевых шпатов мы использовали двупараметрическую модель Маргулеса, описание которой дано в работах (Саксена, 1975; Перчук, Рябчиков, 1976). Показано, что эти модели хорошо описывают твердые растворы каркасных алюмосиликатов (Шведенков, Шведенкова, 1982; Котельников 1995). Данная модель описывается следующим уравнением: $G^{ex} = (1 - X_K^{Fsp})(X_K^{Fsp})^2W1 + (1 - X_K^{Fsp})^2(X_K^{Fsp}) \times W2$, где W1, W2 – энергетические константы твердого раствора. Расчет параметров модели Маргулеса можно проводить двумя способами: (1) по границам области распада твердого раствора, данный метод подробно описан в работах (Перчук, Рябчиков, 1976; Котельников, 1995). Этот метод позволяет получать непосредственные значения энергетических параметров W1 и W2. (2) метод расчета по зависимости логарифма коэффициента распределения калия в системе полевой шпат–флюид от состава твердого раствора. Этот способ расчета с использованием уравнения Гиббса–Дюгема был предложен в работах (Orville, 1963, 1972) и в дальнейшем использован для расчета коэффициентов активностей твердых растворов полевых шпатов и нефелина в работе В.Н. Зырянова (1981). Данный метод позволяет рассчитывать значения коэффициентов активностей миналов твердого раствора. При расчете используется допущение об идеальности флюидной фазы. Это допущение для гидротермальных растворов NaCl и KCl (с концентрацией солей 1M) было экспериментально подтверждено работами (Orville, 1963) и В.Н. Зырянова (1981). Расчет коэффициентов активности методом, предложенным в работах (Orville, 1963, 1972), позволяет оценить возможность применения модели Маргулеса к данному типу твердых растворов. По расчетным значениям коэффициентов активности методом наименьших квадратов подбираются значения энергетических параметров Маргулеса (W1, W2). Наши экспериментальные данные позволяют провести расчет параметров W1, W2, используя оба метода. Значения параметров Маргулеса, рассчитанные вышеприведенными методами, следующие: (1) расчет по границам области распада: W1 = 17.27 ± 2.2 и W2 = 18.64 ± 2.2 кДж/моль; (2) расчет по концентрационной зависимости $\ln K_D$: W1 = 12.34 ± 1.5 и W2 = 21.67 ± 3.8 кДж/моль. В данном случае, для дальнейших расчетов лучше использовать значения параметров Маргулеса, рассчитанных по границам области распада твердых растворов. Это связано с короткими краевыми отрезками изотерм, для которых рассчитывали зависимость величин $\ln K_D$ от состава. Поэтому погрешность оценок величин коэффициентов распределения высока. Для обсуждения результатов мы использовали значения параметров Маргулеса, рассчитанных по границам области распада твердого раствора.

Таблица 6. Зависимости углов α и γ, а также величин $10^3(\cos^2\alpha)$ и $10^3(\cos^2\gamma)$ от состава галлиевого полевого шпата (X_K^{Fsp})

X_K^{Fsp} 1)	α, [°]	$10^3(\cos^2\alpha)$	γ, [°]	$10^3(\cos^2\gamma)$
0.000	94.39	5.860	87.38	2.091
0.000	94.32(1)	5.674	87.28(1)	2.252
0.015	94.29(1)	5.596	87.31(1)	2.203
0.065	93.97(1)	4.793	87.50(1)	1.903
0.074	93.93(1)	4.697	87.55(1)	1.827
0.085	93.80(1)	4.390	87.63(1)	1.711
0.150	93.40(1)	3.520	87.90(1)	1.341

Примечание. $10^3(\cos^2\alpha) = 5.776 - 15.201X$; $X(t/m) = 0.38(\pm0.05)$. $10^3(\cos^2\gamma) = 2.216 - 5.653X$; $X(t/m) = 0.39(\pm0.05)$. Сред. $X(t/m) = 0.385 \pm 0.05$, где X – мольная доля калия в галлиевом полевом шпате; $X(t/m)$ – состав полевого шпата, при котором осуществляется переход от триклинного типа структуры (t) к моноклинному (m).
1) Мольная доля калия в натровой фазе галлиевых полевых шпатов.

Расчет избыточных объемов смешения твердых растворов галлиевых полевых шпатов. В качестве исходных данных для расчета использовали ПЭЯ, рассчитанные для синтезированных галлиевых полевых шпатов (табл. 4, 5). Расчет выполняли по зависимости: $V^{ex} = V - V^{id}$; использовали следующее уравнение:

$$V^{ex} = \left[\left(674.88 + 19.6990X + 148.5299X^2 - 106.9519X^3\right) - \left(674.88 + 61.28X\right)\right] / 6.6408 \ \left(\text{см}^3/\text{моль}\right),$$

где X – мольная доля калия в галлиевом полевом шпате.

Избыточный объем смешения имеет знакопеременный характер, при $X_K^{Fsp} < 0.4$ объем отрицательный, при $X_K^{Fsp} > 0.4$ положительный. Полученные значения избыточных объемов смешения хорошо описываются следующим полиномом 3-й степени:

$$V^{ex} = -0.0007 - 6.271X + 22.399X^2 - 16.1285X^3.$$

Методом наименьших квадратов по данному полиному рассчитывали значения параметров модели Маргулеса: W1 = 9.84 ± 1.6 и W2 = –6.27 ± ± 0.8 см^3/моль.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Наши данные по оценке избыточных функций смешения твердых растворов галлиевых щелочных полевых шпатов позволяют провести сравнение с другими твердыми растворами полевых шпатов и фельдшпатоидов. Величины отклонения от идеального поведения удобно оценивать, используя интегрированые значения величин G^e и V^e (Котельников, 1995). Данные значения получаются при интегрировании величин избыточных функций: $G^e_{int} = \int_0^1 G^e dX_i$; $V^e_{int} = \int_0^1 V^e dX_i$; где X_i – мольная доля i-го минала полевых шпатов. Эти интегрированные величины позволяют проводить сравнение различных твердых растворов каркасных алюмосиликатов вне зависимости от типа изоморфных замещений. Величина G^e_{int} может использоваться только для сравнения суммарного отклонения твердых растворов от идеальности. Для термодинамических расчетов используются величины параметров модели Маргулеса или численные значения коэффициентов активности.

В табл. 7 представлены результаты расчетов интегрированных избыточных энергий (Котельников, 1995) твердых растворов полевых шпатов и фельдшпатоидов. Расчеты выполняли по изложенной выше методике. В основном использовали данные, полученные в диапазоне температур от 500 до 800°C, температурная зависимость избыточных энергий смешения в первом приближении считалась незначимой. Для описания избыточных энергий смешения использовали двупараметрическую модель Маргулеса (Саксена, 1975). В табл. 7 приведены: 1) разница радиусов изоморфных катионов (ΔR_i); 2) значения средних расстояний кислород–каркасообразующий катион (⟨T–O⟩); 3) средние радиусы тетраэдрически координированных катионов в каркасных структурах полевых шпатов (R_i^T); 4) расчетные величины энергетических параметров модели Маргулеса (W1 и W2); 5) интегрированные избыточные энергии смешения (G^e_{int}). Показано, что величины (⟨T–O⟩) и R_i^T для полевых шпатов находятся в линейной зависимости:

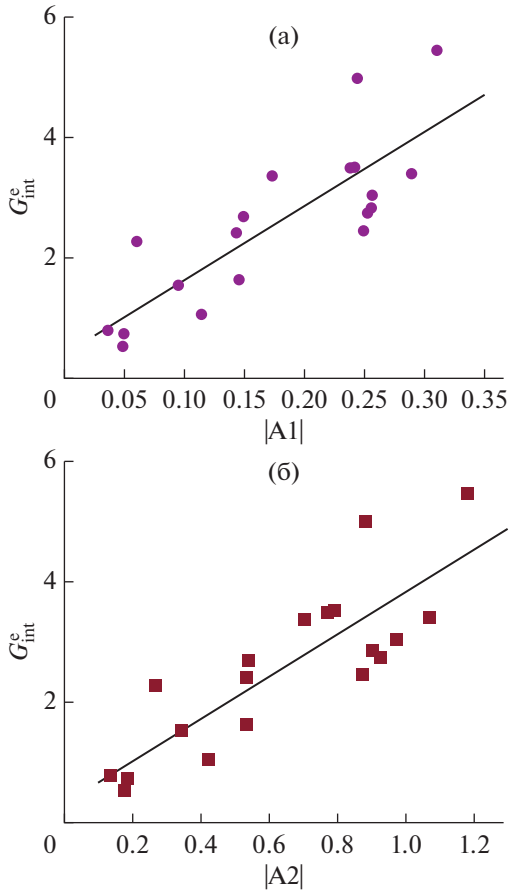


Рис. 5. Зависимости интегрированных энергий смешения твердых растворов полевых шпатов от параметров A1 (а), A2 (б).
A1 = $(\Delta R_i)/(\langle T{-}O\rangle)$; A2 = $(\Delta R_i)/R_i^T$.

$$(\langle T{-}O\rangle) = 1.2596 + 0.89324\left(R_i^T\right)[A];$$
$$r_{x,y} = 0.99,\quad S_x = 0.004,\quad E_x = 0.0024.$$

Таким образом, можно рассчитывать средние длины связей ⟨T–O⟩ для полевошпатовых структур на основе данных о среднем размере каркасообразующего катиона (T), что значительно проще, чем пересчет данных рентгеновских измерений.

Для сравнения твердых растворов удобно использовать зависимости G^e_{int} от приведенных безразмерных величин A1 и A2: A1 = $(\Delta R_i)/(\langle T{-}O\rangle)$ и A2 = $(\Delta R_i)/R_i^T$. Поскольку величины G^e_{int} имеют положительные значения (независимо от типа изоморфизма), то для нахождения зависимостей использованы абсолютные величины |A1| и |A2|. Зависимости значений G^e_{int} от величин |A1| и |A2| описываются линейными уравнениями регрессии:

$$G^e_{int} = 0.3848 + 12.4270|A1|\ (\text{кДж/моль});$$
$$r_{x,y} = 0.83,\quad n = 19,\quad S_x = 0.75,\quad E_x = 0.38;$$

$$G^e_{int} = 0.3120 + 3.5204|A2|\ (\text{кДж/моль});$$
$$r_{x,y} = 0.84,\quad n = 19,\quad S_x = 0.72,\quad E_x = 0.36.$$

Из табл. 7 видно, что интегральная избыточная энергия смешения для твердых растворов $(Na,K)GaSi_3O_8$ составляет 2.73 кДж/моль, что несколько меньше, чем для твердого раствора альбит–санидин (3.04 кДж/моль). Это может быть связано с большим размером элементарной ячейки галлиевых полевых шпатов, что может облегчать изоморфные замещения Na ↔ K. Тем не менее на рис. 5а, 5б видно, что галлиевые полевые шпаты по величине G^e_{int} и значениям приведенных величин (A1, A2) близки к расчетной линии регрессии $G^e_{int} = a_0 + a_1$(A1, A2), фактически не отличаясь от других твердых растворов полевых шпатов как с изо-, так и с гетеровалентным типом изоморфных замещений.

На основе рентгеновских данных проведена оценка избыточного объема смешения твердых растворов галлиевых щелочных полевых шпатов.

Как было показано ранее (Kroll et al., 1995; Котельников, 1995), избыточные объемы смешения твердых растворов полевых шпатов, в отличие от избыточных энергий смешения, могут иметь отрицательные значения. Это наблюдается для систем с гетеровалентным типом изоморфизма. Для твердых растворов полевых шпатов было выведено следующее эмпирическое правило: избыточный объем смешения положительный в том случае, если меньший по размеру одновалентный катион замещается большим двухвалентным катионом (системы: Na–Sr, Na–Ba); в противном случае, когда больший по размерам одновалентный катион замещается на меньший двухвалентный (системы: K–Sr, K–Ca), избыточный объем смешения отрицательный. Значительная часть твердых растворов каркасных алюмосиликатов имеют знакопеременные значения избыточных объемов смешения (табл. 7). Чаще всего это связано с наличием структурного перехода. Для нахождения зависимости интегрированных избыточных объемов смешения от кристаллохимических параметров A1, A2 целесообразно разделить твердые растворы полевых шпатов на группы с изовалентным и гетеровалентным типом изоморфных замещений. Связь величин V^e_{int} с параметрами A1, A2 (для изовалентного типа изоморфизма) описывается следующими уравнениями 2-й степени (рис. 6а):

$$V^e_{int} = 0.08713 - 0.392059(A1) + 6.230197(A1)^2;$$
$$n = 8,\quad S_x = 0.09,\quad E_x = 0.07;$$

$$V^e_{int} = 0.05693 + 0.10277(A2) + 0.33053(A2)^2;$$
$$n = 8,\quad S_x = 0.17,\quad E_x = 0.12.$$

Таблица 7. Значения параметров W1, W2 (кДж/моль) двупараметрической модели Маргулеса для избыточных энергий и объемов смешения твердых растворов полевых шпатов

Изомор. элементы, тип КА[1)]	C[2)]	P[3)]	ΔR_i[4)] [A]	$\langle$T–O$\rangle$ [A][5)]	R_i^{T}[6)] [A]	A1[7)]	A2[7)]	$W1_G$[8)] кДж/моль	$W2_G$[8)] кДж/моль	G^e_{int}[9)] кДж/моль	$W1_V$[10)] см^3/моль	$W2_V$[10)] см^3/моль	V^e_{int} см^3/моль[11)]	Литературная ссылка
Na-Ca *Fsp*	+	+	0.060	1.660	0.449	0.036	0.134	6.5	2.9	0.781	0.16	0.15	0.03	Котельников, 1980, 1995
Na-Sr *Fsp*	+	–	0.190	1.661	0.449	0.114	0.423	7.9	4.7	1.047	3.98	3.34	0.70	Котельников и др., 1987
Na-Ba *Fsp*	+	+	0.240	1.675	0.449	0.143	0.534	12.5	16.5	2.411	17.5	–4.9	1.05	Котельников и др., 1990
K-Ca *Fsp*	+	+	–0.480	1.661	0.449	–0.289	–1.069	24.4	16.6	3.400	–2.8	–3.4	–0.52	Lagache, 1988; Viswanathan, 1970
K-Sr *Fsp*	–	–	–0.240	1.658	0.449	–0.145	–0.534	11.1	8.5	1.629	–2.34	–1.99	–0.39	Kroll et al., 1995
K-Ba *Fsp*	–	–	–0.080	1.658	0.449	–0.048	–0.178	3.4	2.8	0.524	0.02	0.48	0.042	Котельников и др., 1999
Ca-Sr *Fsp*	+	–	0.250	1.678	0.465	0.149	0.538	16.2	16.2	2.693	3.52	–1.07	0.204	Нагер, 1974; Котельников и др., 1989
Sr-Ba *Fsp*	–	–	0.160	1.675	0.465	0.095	0.344	9.2	9.2	1.538	0.46	0.68	0.095	Kotelnikov, Chernysheva, 1995
Ca-Ba *Fsp*	+	+	0.410	1.678	0.465	0.244	0.882	31.3	28.8	4.996	6.40	–3.30	0.258	Котельников, 1995
Na-K *Fsp*	+	+	0.420	1.642	0.4329	0.256	0.972	11.7	24.8	3.040	3.30	3.69	0.570	Зырянов, 1981; Kroll et al., 1986
K-Rb *Fsp*	–	–	0.080	1.642	0.432	0.049	0.185	4.2	4.2	0.723	1.71	–0.60	0.092	Carron, Lagache, 1980
Na-Rb Fsp	+	+	0.510	1.643	0.432	0.310	1.181	26.2	39.5	5.461	–	–		То же
Na-K Ga*Fsp*	+	+	0.420	1.663	0.453	0.252	0.927	12.4	20.5	2.735	9.84	–6.27	0.290	Настоящая работа
Na-K Ge*Fsp*	+	+	0.420	1.734	0.530	0.242	0.792	17.1	25.1	3.510	–	–		Pentinghaus, 1980
Ca-Ba Ge*Fsp*	+	+	0.410	1.730	0.530	0.237	0.773	22.3	19.7	3.491	–	–		Pentinghaus, 1980
Na-K (Ge,Si)*Fsp*	+	+	0.420	1.688	0.481	0.249	0.873	7.2	22.3	2.452				Deckers et al., 1986
(B,Al) *Fsp*	–	+	0.280	1.615	0.397	0.173	0.705	23.9	16.6	3.366	–	–		Pichavant et al., 1984
Na-Ca Ga*Fsp*	+	–	0.060	1.679	0.479	0.035	0.125	–	–	–	1.92	–2.33	–0.036	Котельников, 1995
Al-Fe^{3+} KFsp	–	+	0.10	1.659	0.445	0.060	0.268	10.5	16.8	2.275	–	–		Bambauer et al., 1974; Pentinghaus, 1980
Al-Ga NaGeFsp	–	–	0.08	1.750	0.540	0.046	0.148	–	–	–	0.67	0.23	0.075	Pentinghaus, 1980
Al-Ga KGeFsp	–	–	0.08	1.750	0.540	0.046	0.148	–	–	–	1.24	–0.30	0.078	Pentinghaus, 1980
Na-K Ne-Ks	+	+	0.420	1.640	0.465	0.256	0.903	22.8	11.4	2.843	–	–		Зырянов, 1981

[1)] Изоморфные элементы в твердых растворах каркасных алюмосиликатов; [2)] наличие структурного перехода (СП) в твердом растворе: (+) есть; (–) нет; [3)] существование области распада твердого раствора: (+) есть; (–) нет; [4)] ΔR_i – разница величин ионных радиусов изоморфных катионов для соответствующего координационного числа; по данным (Shannon, Prewitt, 1970). Для изовалентного изоморфизма использовали значение абсолютной величины $|\Delta R_i|$; для гетеровалентного изоморфизма $\Delta R_i = R(ii) - R(i)$, т.е. разница между радиусом двухвалентного катиона и радиусом одновалентного катиона; [5)] средние расстояния T–O для тетраэдрических катионов в структурах полевых шпатов; по данным (Ribbe, Gibbs, 1969; Phillips, Ribbe, 1973; Pentinghaus, 1980); [6)] R_i^{T} – средний размер тетраэдрического катиона; [7)] параметры: A1 = $|\Delta R_i|/(\langle T–O\rangle)$; A2 = $= |\Delta R_i|/(R_i^{T})$; для гетеровалентного изоморфизма использовано значение $\Delta R_i = R(ii) - R(i)$, т.е. разница между радиусом двухвалентного катиона и радиусом одновалентного катиона. Соответственно величины A1 и A2 для систем с гетеровалентным изоморфизмом могут иметь отрицательные значения. [8)] Параметры модели Маргулеса для описания избыточной энергии смешения; [9)] G^e_{int} – интегрированная величина избыточной энергии смешения; [10)] значения средних $\langle$T–O$\rangle$ и R_i^{T} рассчитывали для состава $Na(B_{0.5}Al_{0.5})Si_3O_8$; [11)] V^e_{int} – интегрированная величина избыточного объема смешения.

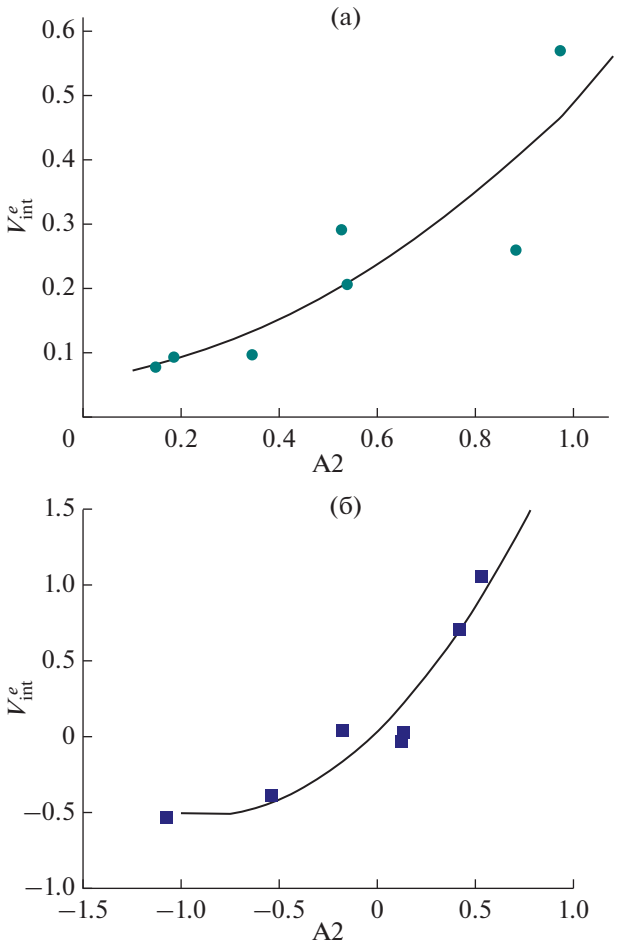


Рис. 6. Зависимость интегрированных объемов смешения от кристаллохимического параметра A2 для систем с изовалентным типом изоморфных замещений (а) и для систем с гетеровалентным типом изоморфных замещений (б).

Для систем твердых растворов с гетеровалентным типом изоморфизма (величины V^e_{int} могут иметь отрицательные значения) связь интегрированных объемов смешения с параметрами A1, A2 хорошо описывается уравнениями 2-й степени (рис. 6б):

$$V^e_{int} = 0.0270 + 4.766(\mathrm{A1}) + 10.3706(\mathrm{A1})^2;$$
$$n = 7;\quad S_x = 0.15;\quad E_x = 0.12;$$

$$V^e_{int} = 0.0273 + 1.2821(\mathrm{A1}) + 0.75080(\mathrm{A1})^2;$$
$$n = 7;\quad S_x = 0.14;\quad E_x = 0.12.$$

Резюмируя вышесказанное, можно сделать следующие заключения. Твердые растворы каркасных алюмосиликатов со структурами полевых шпатов и нефелина характеризуются четкой связью величин избыточных функций смешения (интегрированных избыточных энергий и объемов) со структурными особенностями. Показано, что практически все исследованные системы (в количестве 19 твердых растворов) имеют положительные значения избыточных энергий смешения; в то время как значения избыточных объемов смешения могут быть отрицательными (Котельников, 1995). Для систем твердых растворов, которые имеют структурный переход, величины избыточных объемов смешения могут иметь знакопеременный характер. Для твердых растворов с гетеровалентным типом изоморфных замещений с крупным одновалентным катионом, который замещается меньшим по размеру двухвалентным катионом, значения избыточных объемов смешения отрицательны. Показаны функциональные связи интегрированных величин избыточных энергий и объемов смешения с кристаллохимическими параметрами, количественно описанных полиномами первого и второго порядка. Изученные нами твердые растворы системы $NaGaSi_3O_8$–$KGaSi_3O_8$ также соответствуют этим зависимостям. Полученные закономерности позволяют по структурным параметрам оценивать величины энергетических функций смешения твердых растворов каркасных алюмосиликатов.

ВЫВОДЫ.

1. Проведено экспериментальное исследование катионообменных реакций в системе $(Na,K)GaSi_3O_8$–флюид при 550°C и 1.5 кбар для получения данных о распределении натрия и калия между полевых шпатом и раствором.

2. Определены границы области несмесимости твердого раствора, определены концентрационные зависимости коэффициентов распределения натрия и калия между полевым шпатом и флюидом.

3. Уточнены параметры элементарных ячеек твердых растворов $(Na,K)GaSi_3O_8$, показано, что зависимость объема смешения от состава имеет знакопеременный характер. Определен состав твердого раствора, при котором происходит структурный переход *C*1–*C*2/*m*.

4. На основании экспериментальных данных проведен расчет избыточных энергий смешения твердого раствора и рассчитаны параметры модели Маргулеса.

5. На основе литературных данных и результатов наших экспериментов проведена корреляция избыточных интегрированных энергий и объемов смешения со структурными параметрами.

Источники финансирования. Исследование выполнено в рамках программы НИР ИЭМ РАН тема № АААА-А18-118020590151-3.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Валяшко В.М. Фазовые равновесия и свойства гидротермальных систем. М.: Наука, 1990. 220 с.

Васильев Н.С. Стабильность и кинетика структурных превращений щелочных полевых шпатов. Автореф. дисс. канд. хим. наук. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1990. 20 с.

Зырянов В.Н. Фазовое соответствие в системах щелочных полевых шпатов и фельдшпатоидов. М.: Наука, 1981. 181 с.

Котельников А.Р. Расчет функций смешения твердого раствора плагиоклаза // Геохимия. 1980. № 2. С. 226–230.

Котельников А.Р. Изоморфизм в каркасных алюмосиликатах. Автореф. дисс. докт. геол-мин. наук. М.: МГУ, 1995. 36 с.

Котельников А.Р., Бычков А.М., Зырянов В.Н. и др. Фазовое превращение цеолита в полевой шпат – способ создания алюмосиликатных матриц для связывания радионуклидов // Геохимия. 1995. № 10. С. 1527–1532.

Котельников А.Р. Минералы как матричные материалы для фиксации радионуклидов // Геоэкология. 1997. № 6. С. 3–15.

Котельникова З.А., Иванов Д.Ю., Котельников А.Р. Фазовое состояние высокотемпературных растворов хлоридов щелочных и щелочноземельных металлов по данным синтетических флюидных включений // Тр. IX Международной конференции по термобарогеохимии. Александров: ВНИИИСИМС, 1999. С. 252–262.

Котельников А.Р., Кравчук И.Ф., Романенко И.М., Карабцов А.А. Экспериментальное изучение распределения Na, Sr между плагиоклазом и водно-солевым флюидом при 800°С и 2 кбар // Геохимия. 1987. № 1. С. 33–43.

Котельников А.Р., Чернышева И.В., Романенко И.М., Тихомирова В.И. Экспериментальное определение энергий смешения Ca-Sr анортитов по данным катионообменных равновесий // Геохимия. 1989. № 11. С. 1575–1585.

Котельников А.Р., Романенко И.М., Котельникова З.А. Экспериментальное изучение распределения бария между плагиоклазом ряда $NaAlSi_3O_8$–$BaAl_2Si_2O_8$ и водно-солевым флюидом при 800°С и 2 кбар // Геохимия. 1990. № 3. С. 346–355.

Котельников А.Р., Чернышева И.В., Котельникова З.А., Сенин В.Г. Экспериментальное изучение изоморфизма в (K,Ba)-полевых шпатах // Геохимия. 1999. № 4. С. 393–403.

Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. М.: Недра, 1976. 287 с.

Равич М.И. Водно-солевые системы при повышенных температурах и давлениях. М.: Наука, 1974. 151 с.

Саксена С. Термодинамика твердых растворов породообразующих минералов. М.: Мир, 1975. 208 с.

Шведенков Г.Ю., Шведенкова С.В. Полевые шпаты под давлением воды и двуокиси углерода. Новосибирск: Наука СО, 1982. 166 с.

Bambauer H.U., Kroll H., Nager H.E., Pentinghaus H. Feldspat–Mischkristalle – Eine Ubersicht // Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallogr. 1974. V. 97. P. 313–345.

Bambauer H.U., Schops M., Pentinghaus H. Feldspar phase relations in the system $NaAlSi_3O_8$–$SrAl_2Si_2O_8$ // Bull. Mineral. 1984. V. 107. P. 541–551.

Bodnar R.J., Burnham C.W., Sterner M.S. Synthetic fluid inclusions in natural quartz. III. Determination of phase equilibrium properties in the system H_2O–NaCl to 1000°C and 1500 bars // Geochim. Cosmochim. Acta. 1985. V. 49. P. 1861–1873.

Burnham C.W. Least-squares refinement of crystallographic lattice parameters for IBM PC/XT/AT and compatibles. Cambridge: Harvard University, 1991. (Program Description, 24 p.).

Carron J.P., Lagache M. Étude expérimentale du fractionnement des éléments Rb, Cs, Sr, et Ba, entre les feldspaths alcalins, solutions hydrothermales et liquides silicatés dans le système Q.Ab.Or.H_2O à 2 kbar entre 700 et 800°C // Bull. de Minéralogie. 1980. V. 103. P. 571–578.

Chichagov A.V. Information-calculating system on crystal structure data of minerals (MYNCRYST) // Materials Science Forum, vols. 166–169. Trans Tech Publications. Switzerland. 1994. P. 187–192.

Deckers B., Kroll H., Pentinghaus H. Mechanism and kinetics of Na,K-unmixing in Al(Si,Ge) alkali feldspars // Mater. Sci. For. 1986. V. 7. P. 103–112.

Fleet M.E. Structures of low gallium albite ($NaGaSi_3O_8$) and intermediate germanium albite ($NaAlGe_3O_8$): Tetrahedral-site ordering in sodium feldspar // Amer. Mineral. 1992. V. 77. P. 76–84.

Kimata M., Saito S., Shimizu M. Structure of sanidine type $KGASi_3O_8$ tetrahedral-site disordering in potassium feldspar // Eur. J. Mineral. 1995. V.7. P. 287–296.

Kotelnikov A.R., Schipalkina N.V., Suk N.I. Synthesis of As-containing feldspars and feldspathoids // Experiment in GeoSciences. 2019. V. 25. № 1. P. 99–102.

Kroll H., Kotelnikov A.R., Goettlisher J., Valyashko T.V. (K,Sr)-feldspar solid solutions: The volume behavior of heterovalent feldspars // Eur. J. Mineral. 1995. V. 7. P. 489–499.

Kroll H., Schmiemann I., von Colln G. Feldspar solid solutions // Amer. Mineral. 1986. V. 71. P. 1–16.

Lagache M. Etude experimentale du partage de K et Ca entre sanidine – anortite et solutions hydrothermales: Influence de la temperature // Bull. Mineral. 1988. V. 111. P. 471–475.

Orville P.M. Alkali ion exchange between vapor and feldspar phases // Amer. J. Sci. 1963. V. 261. P. 201–237.

Orville P.M. Plagioclase cation exchange equilibria with aqueous chloride solution: Results at 700°C and 2000 bars // Amer. J. Sci. 1972. V. 272. № 3. P. 234–273.

Pentinghaus H. Polimorphie in den feldspatbildenden systemen A + T3 + T4 + O8 und A2 + T23 + T24 + O8 alkali- und erdalkali-, bor-, aluminium-, gallium-, eisen-silicate und germanate // Habil. Diss. Munster. 1980. 210 p.

Phillips M.V., Ribbe P.H. The structures of monoclinic potassium – rich feldspars // Amer. Mineral. 1973. V. 58. P. 263–270.

Pichavant M., Schnapper D., Brown W.L. Al-substitution in alkali feldspars: Preliminary hydrothermal data in the system $NaAlSi_3O_8$–$NaBSi_3O_8$ // Bull. Mineral. 1984. V. 107. P. 529–537.

Reed S.J.B. Electron microprobe analysis and scanning electron microscopy in geology. Cambridge: Cambridge University Press, 2005. 192 p.

Ribbe P.H., Gibbs G.V. Statistical analysis and discussion of mean Al/Si-O bond distances and the aluminium content

of tetrahedral in feldspars // Amer. Mineral. 1969. V. 54. P. 85–96.

Shannon R.P., Prewitt C.T. Revised values of effective ionic radii // Acta Crystallogr. 1970. V. 26. P. 1046–1048.

Smith J.V. Feldspar minerals. New York: Springer, 1974. 627 p.

Sterner S.M., Chou I.-Ming, Downs R.T., Pitzer Kenneth S. Phase relations in the system NaCl–KCl–H_2O: V. Thermodynamic-*PTX* analysis of solid-liquid equilibria at high temperatures and pressures // Geochim. Cosmochim. Acta. 1992. V. 56. № 6. P. 2295–2309.

Experimental Study of Cation-Exchange Equilibria of Solid Solutions of Gallium Feldspars (Na,K)$GaSi_3O_8$ with a Water-Salt Fluid (NaCl–KCl–H_2O) at 550°C and 1.5 kbar

A. R. Kotelnikov[1], N. I. Suk[1], G. M. Akhmedzhanova[1], and Z. A. Kotelnikova[1, 2]

[1]*Institute of Experimental Mineralogy Russian Academy of Sciences, Chernogolovka, Moscow district, Russia*

[2]*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

To obtain data on the distribution of Na and K between feldspar and solution at 550°C and 1.5 kbar under hydrothermal conditions, experimental studies of the cationexchange equilibria of gallium feldspars with a solution were carried out: $NaGaSi_3O_8$ + KCl aq = $KGaSi_3O_8$ + NaCl aq. The distribution of Na and K between feldspars and fluid is imperfect; in the sodium part of the system, potassium enriches the solution relative to feldspar, then an inversion occurs and, at $X_K^{Fsp} > 0.8$, potassium is redistributed into feldspar relative to the fluid. The existence of a region of immiscibility of a solid solution is shown, the concentration dependences of the partition coefficients of Na and K between feldspar and fluid are determined. The parameters of the unit cells of the ((Na,K)$GaSi_3O_8$ solid solutions have been refined. On the basis of *X*-ray data, the excess volume of mixing of solid solutions of gallium alkali feldspars is estimated. The correlation of the excess integrated energies and mixing volumes with the structural parameters has been carried out. The obtained regularities make it possible to estimate the values of the energy functions of mixing of solid solutions of framework aluminosilicates by structural parameters.

Keywords: experiment, feldspar, unit cell parameters, solid solutions, excess mixing volumes