

СОДЕРЖАНИЕ

Том 29, номер 3, 2021

Полистадийность мантийного метасоматоза при формировании кимберлитовых магм: на примере кимберлитов трубки им. В. Гриба, Архангельская алмазоносная провинция <i>А. В. Каргин</i>	227
Раннепалеозойские высоко- и ультравысокобарические комплексы западной части Центрально-Азиатского орогенного пояса: возраст, условия и модели формирования <i>А. В. Скобленко, К. Е. Дегтярев</i>	256
Проявление позднесвекофеннского метаморфизма повышенных давлений в зональном метаморфическом комплексе Северного Приладожья (юго-восток Фенноскандинавского щита) <i>П. Я. Азимов, Н. Г. Ризванова</i>	292
Неоархейские гранитоиды Хаутаваарской структуры, Карелия: плавление гетерогенной литосферы аккреционного орогена <i>А. В. Дмитриева, Ф. А. Гордон, Е. Н. Лепехина, Н. Ю. Загорная</i>	309

УДК 552.323.6

ПОЛИСТАДИЙНОСТЬ МАНТИЙНОГО МЕТАСОМАТОЗА ПРИ ФОРМИРОВАНИИ КИМБЕРЛИТОВЫХ МАГМ: НА ПРИМЕРЕ КИМБЕРЛИТОВ ТРУБКИ ИМ. В. ГРИБА, АРХАНГЕЛЬСКАЯ АЛМАЗОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ¹

© 2021 г. А. В. Каргин^{a, b, *}

^aИнститут геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

^bИнститут геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия

*e-mail: kargin@igem.ru

Поступила в редакцию 08.09.2020 г.

После доработки 14.12.2020 г.

Принята к публикации 26.12.2020 г.

Обсуждается мантийный метасоматоз литосферной мантии Архангельской алмазоносной провинции под воздействием кимберлитовых магм, включающий их формирование и эволюцию, геохимическое обогащение деплетированной литосферной мантии, а также образование минералов мегакристной ассоциации. В основу обсуждения положен анализ данных по составам граната, клинопироксена, ортопироксена, флогопита и ильменита из мантийных ксенолитов гранатовых перидотитов, ильменитовых перидотитов (дунитов), клинопироксен-флогопитовых пород, а также мегакристов этих минералов из кимберлитов трубки им. В. Гриба, Архангельская алмазоносная провинция, Россия. Установлено, что литосферная мантия Архангельской провинции от ее основания (глубины около 180–210 км) до глубин, соответствующих давлению 3.5 ГПа (около 100–120 км), испытала полистадийный метасоматоз вдоль путей подъема кимберлитовых расплавов. Мантийный метасоматоз деплетированных гранатовых гарцбургитов приводит к их геохимическому обогащению и преобразованию в гранатовые лерцолиты, флогопит-гранатовые верлиты и клинопироксен-флогопитовые породы. Данный процесс происходил незадолго до захвата этих ксенолитов кимберлитовыми расплавами. Расчеты составов модельных расплавов, которые могли находиться в равновесии с гранатом и клинопироксеном из различных типов мантийных ксенолитов и мегакристов, показывают, что деформированные лерцолиты в основании литосферной мантии могли быть в равновесии с кимберлитовыми расплавами щелочно-карбонатно-силикатного состава. Формирование высокотитанистых мегакристов граната и высокохромистых мегакристов клинопироксена в средней части литосферной мантии и основной объем лерцолитизации деплетированных перидотитов происходили в условиях геохимического равновесия с кимберлитовыми расплавами, в которых отмечается увеличение силикатной компоненты и фракционирование Fe-Ti фаз. Изменение состава расплава может быть связано с его взаимодействием с мантийными перидотитами во время прохождения/подъема расплава через них. Сходство состава мегакристов граната, клинопироксена, флогопита, ильменита с составами минералов из перидотитовых ксенолитов предполагает, что мегакристы являются либо дезинтегрированными фрагментами наиболее крупнозернистых разновидностей, либо формировались при тех же условиях, которые существовали при мантийном метасоматозе, ответственном за образование этих перидотитов.

Ключевые слова: Архангельская алмазоносная провинция, кимберлит, мантийные ксенолиты, мантийный метасоматоз, мегакристы

DOI: 10.31857/S086959032103002X

ВВЕДЕНИЕ

Кимберлиты — редкие щелочно-ультраосновные породы, основные природные источники алмаза. В дополнение к экономической ценности алмазных месторождений, кимберлитовые породы являются

источником знаний о составе и строении литосферной мантии Земли, так как выносят большое количество разнообразных мантийных ксенолитов и ксенокристов. Несмотря на более чем полувековое исследование кимберлитов и родственных пород по всему миру, многие аспекты их петрологии, геохимии, минералогии и вулканологии остаются дискуссионными:

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi: 10.31857/S086959032103002X для авторизованных пользователей.

1) состав кимберлитового расплава (исходно существенно карбонатитовый или ультраосновной силикатный) и его эволюция в ходе продвижения через литосферную мантию, включая вопросы растворения ортопироксена и ассимиляции мантийных перидотитов (например, Price et al., 2000; Копылова et al., 2007; Russell et al., 2012; Kamenetsky et al., 2014; Kamenetsky, Yaxley, 2015; Kamenetsky, 2016; Stamm, Schmidt, 2017; Soltys et al., 2018; Giuliani et al., 2020);

2) роль астеносферного и литосферного источников в генерации кимберлитовых магм (Mitchell, 1995; Burgess, Harte, 2004; Tappe et al., 2011; Костровицкий и др., 2013; Соловьева и др., 2019), роль мантийных плюмов (Howarth et al., 2014; Sun et al., 2014; Похиленко и др., 2015; Tappe et al., 2016), а также участие жильных метасоматических парагенезисов, таких как MARID (слюда–амфибол–рутил–ильменит–диопсид) или PIC (флогопит–ильменит–клинопироксен) или их аналогов (Foley, 1992; Mitchell, 1995; Gregoire et al., 2002; Fitzpayne et al., 2018a, 2018b; Lebedeva et al., 2020a), в генезисе кимберлитов;

3) взаимосвязь метасоматоза литосферной мантии, проявленного в ксенолитах мантийных пород, с кимберлитовым расплавом, включая вопросы стадийности и времени метасоматоза, а также состава метасоматического агента (например, Griffin et al., 1999; Burgess, Harte, 2004; Nimis et al., 2009; Ionov et al., 2010, 2018; Howarth et al., 2014; Giuliani et al., 2014, 2016; Похиленко и др., 2015; Сазонова и др., 2015; Шукина и др., 2015; Kargin et al., 2017b; Носова и др., 2017; Bussweiler et al., 2018; Соловьева и др., 2019);

4) происхождение минералов мегакристов (индивидуальные зерна граната, клинопироксена, флогопита, ильменита, оливина и других, размером более 10 мм и их обломки (Mitchell, 1995)), причины вариации их состава, а также генетическая взаимосвязь с мантийным метасоматозом, ксенолитами деформированных перидотитов и кимберлитовым расплавом (например, Moore, Lock, 2001; Burgess, Harte, 2004; Kostrovitsky et al., 2004; Moore, Velousova, 2005; Копылова et al., 2009; Костровицкий и др., 2013; Kargin et al., 2017a; Соловьева и др., 2019; Lebedeva et al., 2020b).

Ксенолиты мантийных пород, выносимые кимберлитами, отражают сложную, многостадийную историю метасоматического преобразования литосферной мантии. В первую очередь, в ходе мантийного метасоматоза происходит геохимическое обогащение деплетированных гранатовых гарцбургитов и формирование гранатовых лерцолитов, т.е. рефертилизация деплетированного мантийного субстрата, а также образование новых, нетипичных для обычных мантийных пород минералов, таких как апатит, флогопит, ильменит и др. (обзор в O'Reilly, Griffin, 2013). В качестве метасоматического агента принято рассматривать расплавы/флюиды: (1) близкие по составу к астеносферным расплавам основного или ультраосновного

состава (например, Burgess, Harte, 2004; Solov'eva et al., 2008; Шукина и др., 2015); (2) карбонатитовые и щелочно-карбонатитовые составы (Yaxley et al., 1998; Griffin et al., 1999; Похиленко и др., 2015; Ionov et al., 2018), а также (3) кимберлитовые и родственные расплавы (Boyd et al., 1997; Giuliani et al., 2013; Bussweiler et al., 2018; Fitzpayne et al., 2018b).

Мантийные ксенолиты могут содержать свидетельства нескольких стадий мантийного метасоматоза, которые проходили под воздействием различных по составу метасоматических агентов на разных этапах тектоно-термальных преобразований литосферной мантии (например, Похиленко и др., 2015; Шукина и др., 2015; Ionov et al., 2018). Весьма вероятно, что мантийный метасоматоз сопровождался постепенным изменением состава метасоматического агента или флюида в ходе его взаимодействия с литосферной мантией, а также процессов фракционной кристаллизации (Burgess, Harte, 2004; Ionov et al., 2006; O'Reilly, Griffin, 2013; Kamenetsky, Yaxley, 2015; Giuliani et al., 2016, 2020). В случае кимберлитового расплава его образование и последующая эволюция при подъеме сквозь литосферную мантию приводят к ее преобразованию вдоль основного транспортного канала (Bussweiler et al., 2018), поскольку щелочно-ультраосновные расплавы, включая карбонатиты и кимберлиты, являются неравновесными литосферной мантии с геохимической точки зрения (например, Копылова et al., 2007; Yaxley et al., 2017). На время преобразования литосферной мантии и ее взаимодействия с кимберлитовыми расплавами могут указывать данные изотопных исследований кимберлитов, валовых проб мантийных ксенолитов и отдельных минералов из них (например, Gregoire et al., 2002; Ionov et al., 2015, 2020; Fitzpayne et al., 2018a, 2020 и ссылки в них). Например, последние исследования неоднородности состава Rb-Sr и Sm-Nd изотопных систем в минералах из мантийных ксенолитов трубки им. В. Гриба, Архангельская провинция, несмотря на интенсивный мантийный метасоматоз, указывают на гетерогенность этих изотопных систем в ксенолитах из-за различной степени переуравновешивания пород с кимберлитовым расплавом, а также позволяют расшифровать историю преобразования литосферной мантии этой провинции, предшествующую кимберлитовому магматизму (Lebedeva et al., 2020a).

В настоящей работе приводится обобщение результатов изучения мантийных ксенолитов из кимберлитов трубки им. В. Гриба, Архангельская алмазоносная провинция (ААП), Россия, а также предложена модель метасоматоза литосферной мантии ААП, включающая формирование и эволюцию кимберлитовых расплавов, обогащение деплетированной литосферной мантии и образование минералов мегакристной ассоциации.

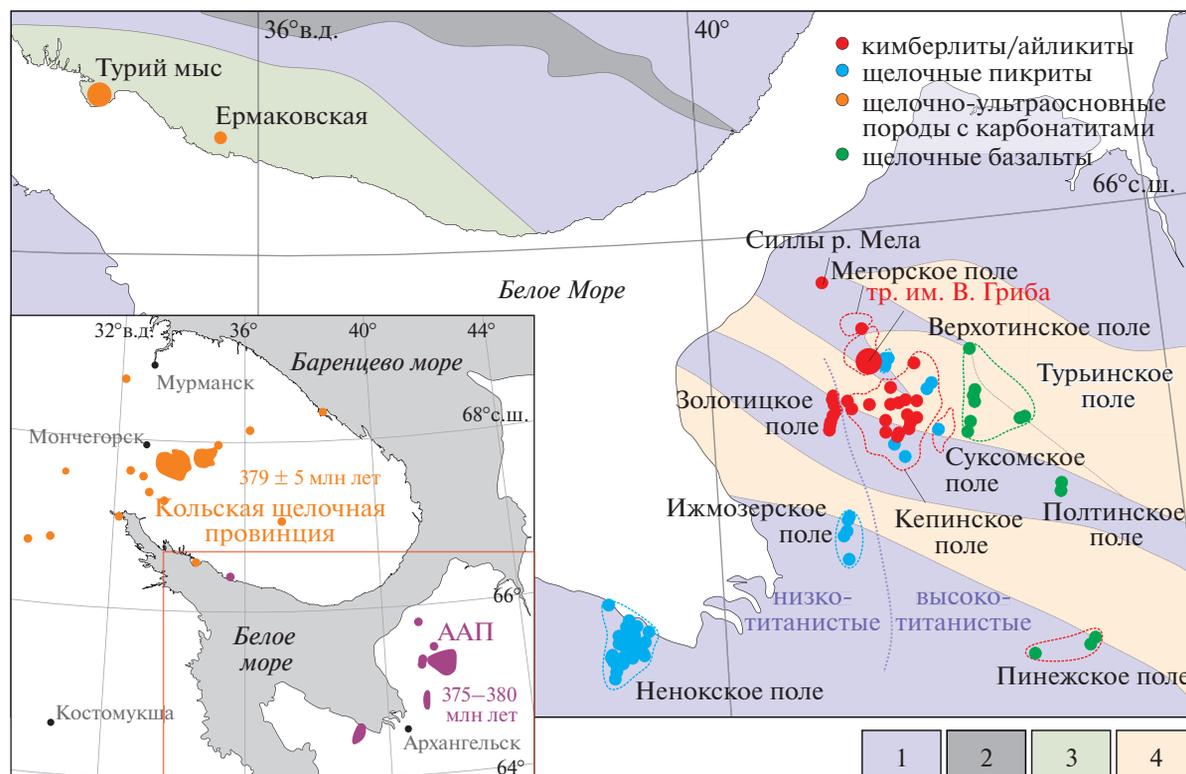


Рис. 1. Схематическая карта, демонстрирующая распределение девонских магматических пород северо-восточной части Восточно-Европейской платформы с положением проявлений щелочно-ультраосновного магматизма, согласно (Третьяченко, 2008; Арзамасцев, Ву, 2014). Возрасты провинций указаны согласно (Арзамасцев, Ву, 2014; Ларионова и др., 2016).

1–4: докембрийская кора (Bogdanova et al., 2016): 1 – архейская кора, переработанная в пределах Лапландско-Кольского коллизионного орогена; 2 – палеопротерозойские вулканические пояса и осадочные бассейны (2.50–1.95 млн лет); 3 – палеопротерозойская кора (1.83–1.82 млн лет); 4 – авлакогены, внутрикратонные бассейны (1.50–0.70 млн лет).

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

ААП расположена в северо-восточной части Восточно-Европейской платформы (рис. 1) и включает в себя более 80 тел (трубок взрыва и силлов) кимберлитов и родственных щелочно-ультраосновных пород (Кононова и др., 2007; Третьяченко, 2008), которые принято разделять по составу на две серии: магнезиально-глиноземистую (щелочно-ультраосновные породы Золотицкого и Верхотинского полей, пикриты и оливиновые мелилититы Чидвийского, Ижмозерского, Ненокского и Суксомского полей) и железо-титанистую (кимберлиты Черноозерского (трубка им. В. Гриба), щелочно-ультраосновные породы и кимберлиты Кепинского поля, щелочные пикриты Мегорского поля и карбонатиты–кимберлиты Мельского поля) (Саблуков и др., 2000; Mahotkin et al., 2000; Кононова и др., 2007; Sablukov, Sablukova, 2008). Породы магнезиально-глиноземистой серии (<1.1 мас. % TiO_2) расположены преимущественно в западной и краевых частях ААП, тогда как породы железо-титанистой серии (>1.2 мас. % TiO_2) – в ее восточной и центральной частях (рис. 1). Кимберлиты трубки им. В. Гриба и кимберлиты Золотицкого

поля являются промышленно-алмазоносными и образуют два алмазных месторождения – им. В. Гриба и М.В. Ломоносова соответственно.

В настоящее время остается дискуссионным вопрос – формировались ли магматические породы ААП в одну стадию или в несколько. Возраст промышленно-алмазоносных кимберлитов составляет 375 ± 2 млн лет, тогда как время формирования пород Кепинского поля оценивается в 397 ± 1.2 млн лет, а карбонатитов Мельского поля – 393 ± 8 млн лет, однако последние данные требуют подтверждения дополнительным изотопным датированием (Ларионова и др., 2016). Геологическая позиция, петрография и геохимическая характеристика магматизма ААП, включая кимберлиты трубки им. В. Гриба, детально охарактеризованы в работах (Саблуков и др., 2000; Веричев и др., 1999, 2003; Mahotkin et al., 2000; Кононова и др., 2007; Третьяченко, 2008; Саблуков и др., 2009; Ларионова и др., 2016; Каргин и др., 2020).

Трубка им. В. Гриба расположена в центральной части ААП (рис. 1). Геологическая позиция, строение, состав и петрографо-геохимическая характеристика представлены в работах (Веричев

и др., 1999, 2003; Голубева и др., 2006; Кононова и др., 2007; Ларионова и др., 2016).

Кимберлиты прорывают слаболитифицированные осадочные породы неопротерозоя (*Ediacaran*) и перекрываются толщей слабо сцементированных тонко-мелкозернистых кварцевых песчаников среднего карбона и рыхлых четвертичных отложений мощностью 65–70 м. В плане диатрема имеет ромбовидно-округлую форму, вытянутую в северо-восточном направлении, размером 570 × 480 м. В строении трубки выделяют кратерную и жерловую фации. Кратерная часть, мощностью порядка 110 м, выполнена песчаниками, туфопесчаниками, брекчиями осадочных пород, кимберлитовыми туфами и туффитами. Основной объем жерловой части диатремы выполнен кимберлитами двух фаз внедрения и прослежен скважинами до глубины около 950 м. Породы первой фазы представлены кимберлитовыми туфобрекчиями и ксенотуфобрекчиями, слагают приконтактные реликтовые зоны и занимают порядка 25–30% объема трубки. Породы второй фазы слагают основную часть кимберлитовой диатремы и представлены пирокластическими кимберлитами с широкой вариацией содержания пирокластов и литокластов оливина при низком содержании обломков вмещающих пород. Кимберлиты этой фазы облают повышенными содержаниями ксенолитов мантийных и коровых пород и мегакристов. Контакты трубки с вмещающими породами четкие, резкие, наблюдается брекчирование вмещающих пород. Мощность приконтактной зоны достигает 10 м (Веричев и др., 1999, 2003).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Детальные исследования микроструктурных особенностей изученных ксенолитов, а также минералов из них проводились в лаборатории локальных методов исследования вещества Геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова на кафедре петрологии и вулканологии на растворе (сканирующем) электронном микроскопе (РЭМ) JEOL JSM 6480LV с энергодисперсионным анализатором INCA Energy 350. Ускоряющее напряжение 15 кВ, сила тока 15 ± 0.1 нА, локальность анализа минералов 4 мкм. Растровые электронные изображения получены в отраженных электронах. Погрешности измерения концентраций всех анализируемых элементов не более ± 10 отн. % при концентрациях от 1 до 5 мас. %, до ± 5 отн. % от 5 до 10 мас. % и до ± 2 отн. % свыше 10 мас. %. Порог обнаружения в зависимости от элемента составляет от 0.1 до 0.3 мас. %.

Содержание главных элементов в изученных минералах определяли в Лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН (г. Москва) на электронно-зондовом микроанализаторе JEOL JXA-8200, оснащенном пятью волновыми и од-

ним энерго-дисперсионным спектрометрами при ускоряющем напряжении 20 кВ, силе тока 20 нА, диаметре зонда 1–2 мкм. Время экспозиции на главные элементы составило 10 с, на примесные – 20–40 с. Расчет поправок осуществляли по методу ZAF с применением программы фирмы JEOL. В качестве стандартов на определяемые элементы использовались соединения, близкие по составу к исследуемым фазам.

Содержание микроэлементов в минералах измерялось методом вторично-ионной масс-спектрометрии (SIMS) в Институте микроэлектроники РАН (г. Ярославль) в тех же кристаллах, которые были проанализированы электронным зондом, по методике, описанной в (Nosova et al., 2002).

Детальное описание используемых аналитических методов приведено в работах (Kargin et al., 2016, 2017a, 2017b).

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Кимберлиты трубки им. В. Гриба содержат большое количество мантийных ксенолитов перидотитов, эклогитов, клинопироксен-флогопитовых пород, а также мегакристов граната, оливина, клинопироксена, флогопита, ильменита и их сростков (Kostrovitsky et al., 2004; Sablukova et al., 2004; Саблуков и др., 2009; Голубкова и др., 2013; Сазонова и др., 2015; Шукина и др., 2015; Kargin et al., 2016, 2017a, 2017b, 2019; Носова и др., 2017; Lebedeva et al., 2020a, 2020b; Каргин и др., 2020).

Основной объем мантийных ксенолитов и мегакристов (рис. 2) был изучен из керна скважины 1/1000, которая пройдена в основном по пирокластическим кимберлитам второй фазы внедрения до глубины около 920 м. В целом пирокластические кимберлиты изученного разреза характеризуются повышенным содержанием литокластов оливина различного размера и формы (до 45–50 об. %), которые представлены макрокристами и мегакристами округлой формы, а также обломками зерен оливина различной формы и размера. Большая часть оливина, так же как мега- и макрокристы других минералов и ксенолиты, являются центральными частями пирокластов, которые можно разделить на два класса: (1) крупные пирокласты, размером до 5–6 см округлой или неправильной формы, представляют собой раскристаллизованный кимберлитовый расплав, а также (2) тонкие кимберлитовые оболочки вокруг ядер (Голубева и др., 2006; Сазонова и др., 2015). Материал пирокластов имеет микропорфировую или афировую структуру, состоит из фенокристов оливина, реже небольших чешуек флогопита (до 50 мкм) и зерен рудных минералов, погруженных в основную массу серпентинового или карбонат-серпентинового состава. Матрикс кимберлитов мелкозернистый, в нем присутствует серпентин,

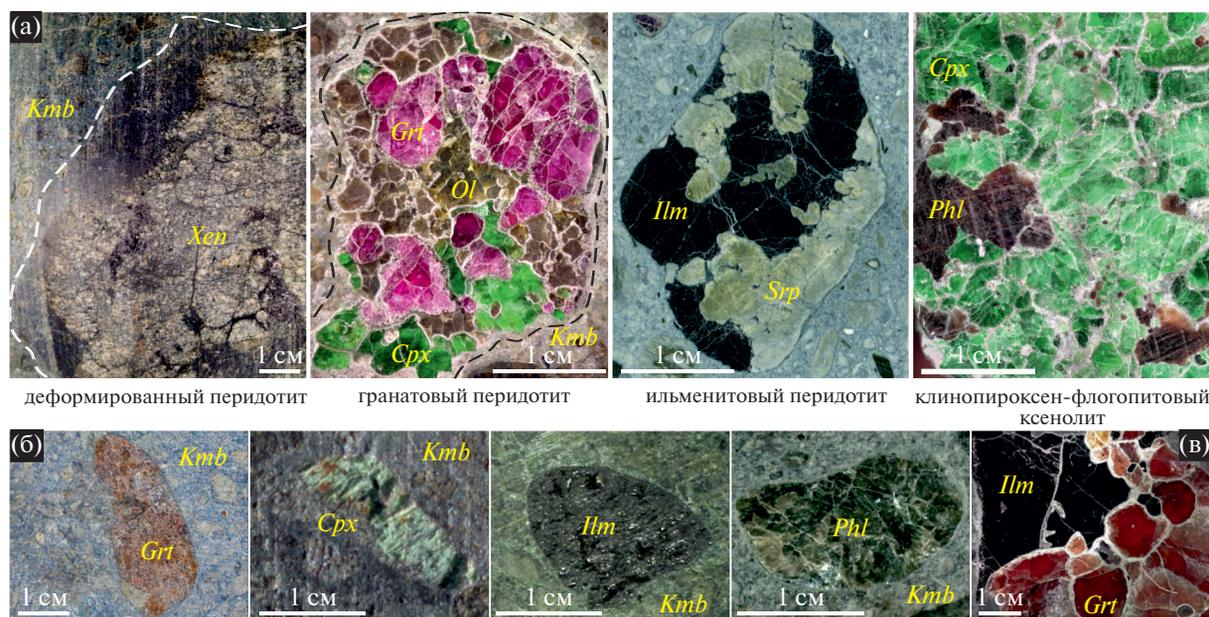


Рис. 2. Фотографии изученных ксенолитов перидотитов и клинопироксен-флогопитовых пород (а) и мегакристов (б) граната, клинопироксена, ильменита, флогопита в основной массе кимберлитов и сростки ильменита и граната (в). *Kmb* – кимберлитовая основная масса, *Xen* – ксенолит, *Grt* – гранат, *Cpx* – клинопироксен, *Ilm* – ильменит, *Phl* – флогопит, *Srp* – серпентин.

реже карбонат и большое количество рудных высокотитанистых минералов: пикроильменит, рутил, а также перовскит, часто замещенный титанитом. Агрегат вторичных минералов основной массы состоит из карбоната, серпентина, высокомагнезильного хлорита (Сазонова и др., 2015).

В целом ксенолиты мантийных и коровых пород, мегакристы и их фрагменты обнаружены по всему разрезу пирокластических кимберлитов, однако в интервале глубин от 550–600 до 750–800 м отмечаются повышенные содержания мантийных ксенолитов и мегакристов (см. Supplementary, ESM_1.pdf)², характеризующихся относительно хорошей степенью сохранности, а горизонты 400–450 м характеризуются высоким содержанием литокластов оливина (до 50 об. %).

Мантийные ксенолиты

Детальная петрографическая характеристика изученных ксенолитов представлена в (Сазонова

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.pdf – Дополнительные материалы 1 к разделу “Объекты исследования”;

ESM_2.xlsx – Представительные составы изученных минералов и оценки давления и температуры равновесия минеральных фаз в изученных мантийных ксенолитах из кимберлитов трубы им. В. Гриба;

ESM_3.pdf – Дополнительные материалы 3 к разделам “Состав минералов” и “Обсуждение результатов”.

и др., 2015; Kargin et al., 2016, 2017a, 2017b; Носова и др., 2017; Каргин и др., 2020). Большая часть изученных ксенолитов имеет округлую форму и размеры от 2–3 до 10–15 см. Некоторые ксенолиты представляют собой ядра пирокластов. *Ксенолиты гранатовых перидотитов* характеризуются широкой вариацией количественного соотношения породообразующих минералов, по составу они варьируют от гранатовых гарцбургитов до гранатовых, реже до ильменит-гранатовых дерцолитов. Ксенолиты состоят из оливина, ортопироксена, клинопироксена, граната, флогопита и ильменита (в порядке уменьшения их содержания) и характеризуются неравномерно-зернистой, от средне- до крупнозернистой структурой, среди которых преобладают разновидности с размером минеральных зерен от 2 до 7 мм (рис. 3а–3г). Оливин, как правило, представлен в виде округлых зерен, интенсивно разбитых трещинами, ортопироксен образует редкие изометричные гипидиоморфные зерна (рис. 3а–3в). В большинстве случаев оливин и ортопироксен замещаются вторичными минералами группы серпентина, реже хлоритом и карбонатами, что затрудняет определение этих минералов и оценку их количества в измененных ксенолитах. Клинопироксен обычно встречается в виде удлиненных зерен, расположенных в промежутках между серпентинизированными зернами оливина и ортопироксена. Часто клинопироксен замещает ортопироксен и реже оливин по трещинам и краям зерен (рис. 3а–3г), что свидетельствует о формировании клинопироксена не-

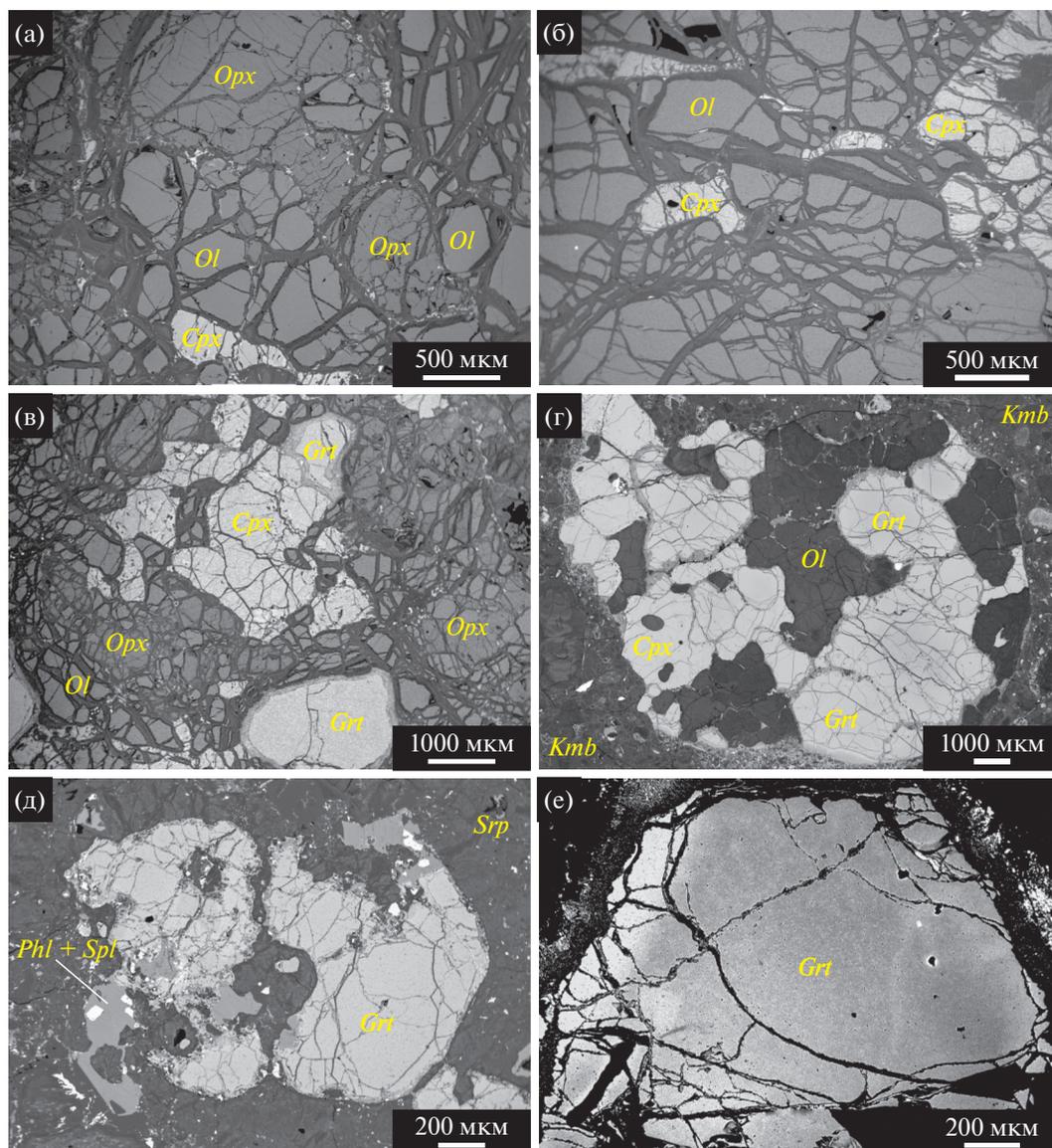


Рис. 3. Микрофотографии образцов мантийных перidotитовых ксенолитов в обратно-рассеянных электронах. (а) – изометричные зерна оливина (*Ol*) и ортопироксена (*Orx*), а также вытянутые между зернами оливина и ортопироксена зерна клинопироксена, обр. Gr1-754; (б) – вытянутые зерна клинопироксена (*Cpx*), развивающиеся между границ зерен оливина, также по трещинам в них, обр. Gr-3; (в, г) – постепенное увеличение количества клинопироксена и граната (*Grt*) в перidotитовых ксенолитах, где клинопироксен возникает как в виде крупных зерен, так и в виде вытянутых вдоль границ зерен оливина кристаллов, обр. Gr1-754 и Gr1-745; (д) – замещение граната флогопитом (*Phl*) и шпинелью (*Spl*); *Serp* – псевдоморфозы серпентина по оливину, обр. Gr1-634; (е) – зональное строение зерна граната, обр. Gr1-466.

задолго до захвата ксенолита кимберлитовым расплавом. При увеличении содержания клинопироксена в гранатовых лерцолитах клинопироксен формирует ксеноморфные зерна или крупные изометричные зерна, которые могут встречаться в срastании с более поздним флогопитом (рис. 3в–3г). Гранат в ксенолитах мантийных перidotитов, как правило, образует округлые крупные зерна в равновесном срastании с оливином или ортопироксеном. Флогопит обнаружен в виде дискретных зерен, а также в виде скоплений мелких зерен вокруг

крупных кристаллов граната, замещая последний (рис. 3д).

Ксенолит *деформированного гранатового лерцолита* (рис. 2) обладает интенсивными пластическими деформациями, которые привели к формированию порфирикластической структуры: крупные порфирикласты оливина, ортопироксена и граната погружены в микрозернистую мозаичную массу, состоящую из необластов оливина и ортопироксена (рис. 4а, 4б). Клинопироксен замещает необласты и порфирикласты ортопироксена (рис. 4а),

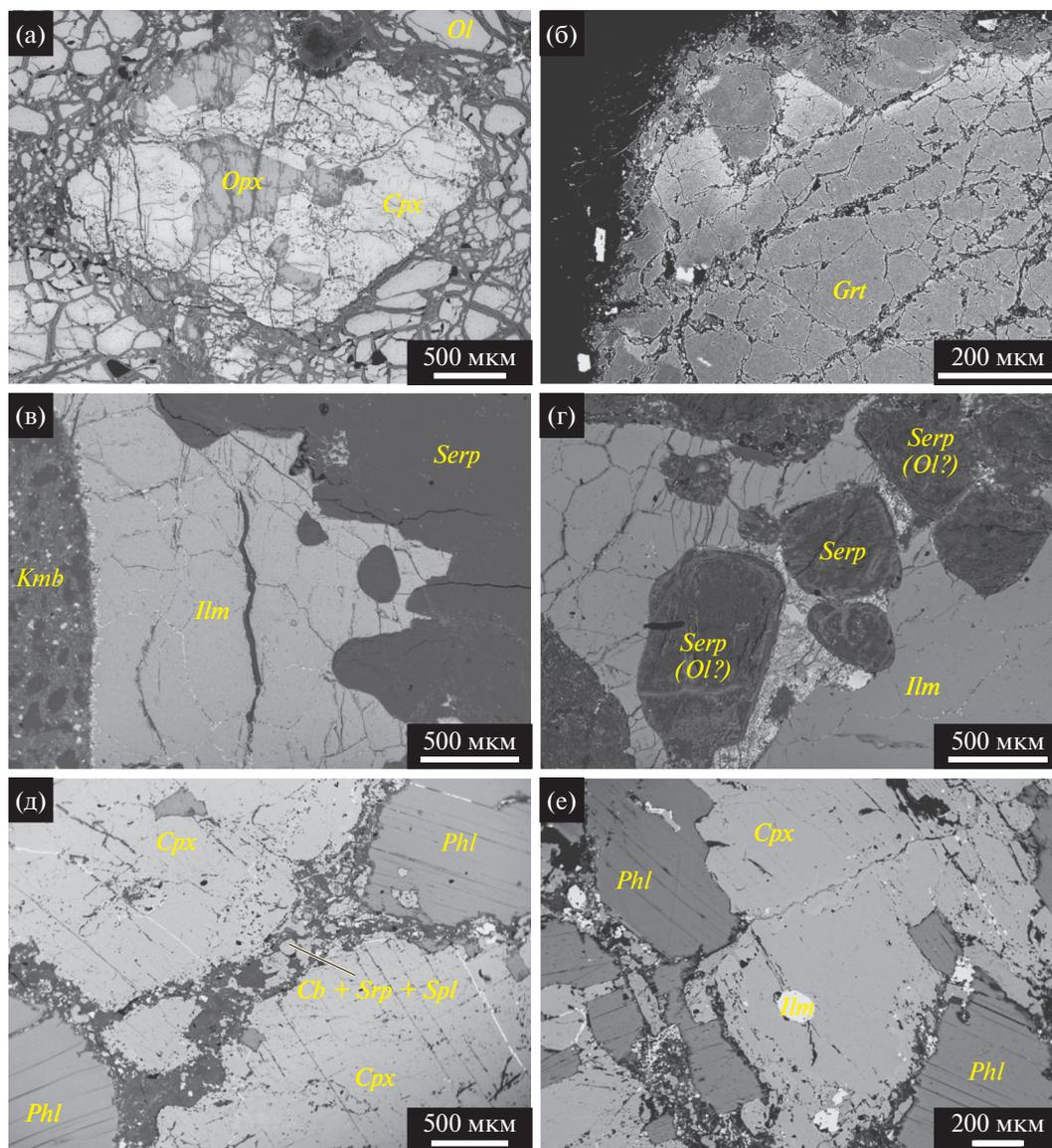


Рис. 4. Микрофотографии образцов деформированного лерцолита (а, б), ильменитовых перидотитов (в, г) и клинопироксен-флогопитовых ксенолитов (д, е) в обратно-рассеянных электронах. (а) — замещение клинопироксеном (*Cpx*) порфирокластов ортопироксена (*Opx*), реже оливина (*Ol*), обр. Gr106-644; (б) — зональное строение гранатовых порфирокластов (*Grt*) с резкими границами между зонами, обр. Gr106-644; (в, г) — фрагмент ильменитового прожилка в перидотитовом ксенолите, где ильменит (*Ilm*) представлен полигональными кристаллами, от основного прожилка отходят небольшие апофизы, которые цементируют серпентинизированные зерна оливина, обр. Gr1-536 и Gr1-639; (д) — гранобластовая структура клинопироксен-флогопитового ксенолита, а также развитие поздних прожилков, выполненных кальцитом (*Cb*), флогопитом (*Phl*), шпинелью и серпентином (*Cb + Srp + Spl*), обр. Gr1-715; (е) — округлые включения Mg-ильменита в клинопироксене, обр. Gr1-715.

реже оливина (Kargin et al., 2017b), что указывает на его формирование после основного этапа деформаций и незадолго до захвата ксенолита кимберлитовым расплавом, поскольку сохраняются его неравновесные структуры. Порфирокласты граната обладают резко выраженной зональностью в обратно-рассеянных электронах (рис. 4б). В единичном количестве присутствуют изометричные зерна ильменита, размером до 0.6 мм.

Обогащенные ильменитом перидотитовые ксенолиты, как правило, состоят из ильменита, содержание которого варьирует в широких пределах (до 60–70 об. %), серпентинизированных зерен оливина и ортопироксена (?) (Каргин и др., 2020). Как правило, в изученных ксенолитах отсутствует гранат, несмотря на то что ильменит-гранатовые сростки широко распространены среди ксенолитов в кимберлитах трубки им. В. Гриба. Полное заме-

шение силикатных минералов серпентином не позволяет достоверно отнести данные ксенолиты к перидотитам или дунитам. Ильменит обладает неправильной формой, часто формирует небольшие прожилки между силикатными минералами (рис. 4в). В таком случае агрегат ильменита состоит из полигональных зерен размером 100–500 мкм (рис. 4в–4г). Часто прожилки ильменита содержат округлые включения замещенного серпентином оливина (рис. 4г). Иногда от ильменитовых прожилков отходят небольшие апофизы, которые брекчируют зерна оливина. В целом структуры изученных ильменитовых ксенолитов схожи со структурами ксенолитов полимиктовых брекчий, широко распространенных среди кимберлитов Кимберли, Южной Африки (Giuliani et al., 2013, 2014), а также встречающихся среди ксенолитов в кимберлитах трубки Удачная, Якутия (Pokhilenko, 2009).

Клинопироксен-флогопитовые ксенолиты (Kargin et al., 2017a) обладают неравномерно-зернистой, от средне- к крупнозернистой, гранобластовой структурой (рис. 2). Эти породы состоят из клинопироксена, флогопита и в подчиненном количестве оливина, Сг-шпинели, ильменита, которые встречаются в виде включений в клинопироксене (рис. 4д, 4е). В некоторых ксенолитах доля оливина увеличивается, сохраняются крупные изометричные зерна граната, что позволяет классифицировать данные ксенолиты как флогопитовые верлиты или флогопит-гранатовые верлиты.

Большая часть изученных мантийных ксенолитов разбита многочисленными системами тонких трещин (до 0.2–0.3 мм), выполненных карбонатами, серпентином, флогопитом и шпинелью (рис. 4д). Вокруг прожилков происходит преобразование минералов ксенолитов: для клинопироксена характерно появление пористых структур, а гранат и флогопит, реже ортопироксен, характеризуются наличием тонких краевых зон, отчетливо различимых на изображениях в обратно-рассеянных электронах, что может свидетельствовать об изменении состава этих минералов. Часто на контакте с прожилками гранат испытывает замещение агрегатом флогопита, карбонатов и хромистой шпинели. В образцах с минимальными вторичными преобразованиями на контакте с гранатом также отмечаются новообразованные клинопироксен и ортопироксен, что может являться результатом взаимодействия мегакриста граната с кимберлитовым расплавом (Bussweiler et al., 2016). По всей вероятности, данные прожилки связаны с кимберлитовым расплавом, выносящим ксенолиты, а краевые зоны в минералах имеют реакционное происхождение.

Мегакристы

Мегакристы граната, клинопироксена, флогопита, ильменита, как правило, имеют округлую,

вытянутую форму и размеры до 2–3 мм (рис. 2). Кимберлиты трубки им. В. Гриба в большом количестве содержат дезинтегрированные фрагменты мегакристов, размером менее 0.5 мм, а также их сростки, среди которых были изучены сростки ильменит-гранатового и ортопироксен-ильменит-гранатового состава. Мегакристы граната часто обладают интенсивной фрагментацией и часто содержат моно- и полиминеральные включения различного состава (Lebedeva et al., 2020b). Крупные мегакристы ильменита могут содержать небольшие (менее 0.5 мм) округлые включения серпентина, представленные фрагментами мантийных пород перидотитового состава (Каргин и др., 2020). Так же как и изученные мантийные ксенолиты, мегакристы разбиты многочисленными вторичными прожилками, выполненными карбонатами, серпентином и шпинелью, происхождение которых аналогично прожилкам в мантийных ксенолитах и связано с воздействием выносящего мегакристы кимберлитового расплава (Kargin et al., 2017b).

СОСТАВ МИНЕРАЛОВ

Детальное описание состава породообразующих минералов мантийных ксенолитов и мегакристов представлено в публикациях (Kargin et al., 2016, 2017a, 2017b, 2019; Каргин и др., 2020). В настоящей работе приводится обобщающая информация по составу изученных минералов. Составы минералов, используемые в настоящей работе, приведены в Supplementary, ESM_2.xlsx.

Главные элементы

Большая часть изученных минералов характеризуется широкой вариацией значений магнезиальности $Mg\#$ ($Mg/(Mg + Fe^{2+})$). При этом минералы гарцбургитового парагенезиса обладают более высокими значениями $Mg\#$ и низкими концентрациями TiO_2 , тогда как минералы из парагенезиса деформированного лерцолита – низкими значениями $Mg\#$ и Cr_2O_3 на фоне высоких концентраций TiO_2 . Минералы из ксенолитов гранатовых лерцолитов и мегакристовой ассоциации, как правило, имеют промежуточные значения $Mg\#$ и концентрации TiO_2 .

Ортопироксен. Состав ортопироксена хорошо иллюстрирует выше указанный тренд (рис. 5): при переходе от гранатовых гарцбургитов к деформированному лерцолиту значение $Mg\#$ в ортопироксене изменяется от 0.94 до 0.90, а концентрация TiO_2 варьирует от 0.04 ± 0.03 до 0.17 ± 0.03 мас. % ($n = 211$). Помимо этого, для ортопироксена характерны широкие вариации концентраций Cr_2O_3 и Al_2O_3 (рис. 5б, 5в). Ортопироксен в ассоциации с гранатом и ильменитом показывает составы, близкие к необластам ортопироксена из ксе-

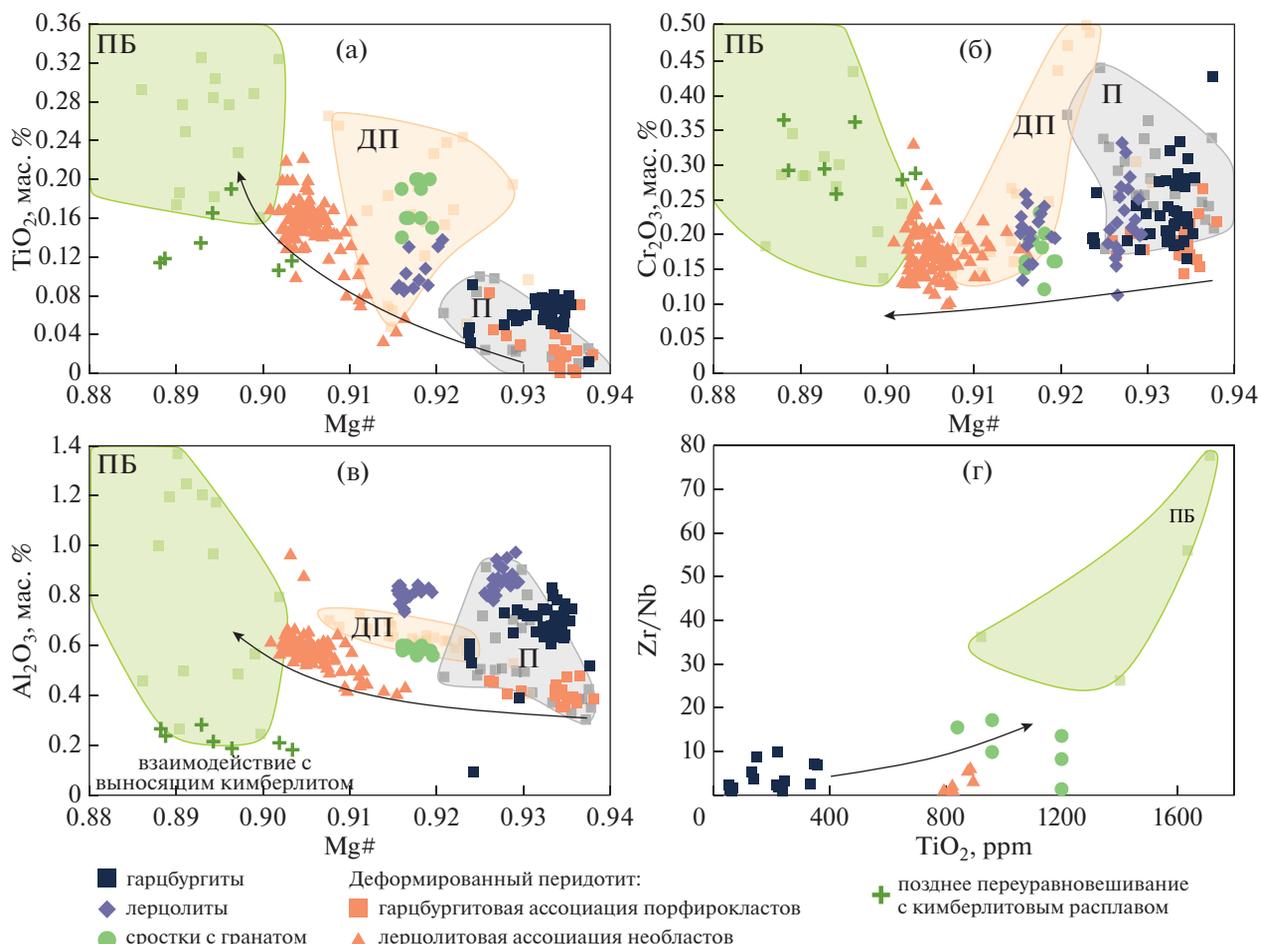


Рис. 5. Вариация состава ортопироксена из изученных мантийных ксенолитов трубки им. В. Гриба.

Стрелки показывают тренд изменения состава ортопироксена в ходе мантийного метасоматоза (см. текст). Полями показаны составы ортопироксена из: ксенолитов полимиктовых брекчий (поле ПБ) из кимберлитов провинции Кимберли, Южная Африка (Giuliani et al., 2014), ксенолитов деформированных перидотитов (поле ДП) и гранатовых перидотитов (поле П) из трубки Удачная, Якутия (Ionov et al., 2010).

нолитов деформированных лерцолитов (рис. 5а–5в). Краевые зоны ортопироксена, которые были переуравновешены с выносящим ксенолиты кимберлитовым расплавом, обладают самыми низкими значениями $Mg\#$, а также высокими концентрациями TiO_2 и Cr_2O_3 на фоне низких Al_2O_3 (рис. 5а–5в). Наименее магнезиальные составы ортопироксена приближаются к составу ортопироксена из матрикса ксенолитов полимиктовых брекчий (рис. 5), которые представляют собой закристаллизовавшиеся на мантийных глубинах порции кимберлитового расплава (Pokhilenko, 2009; Giuliani et al., 2014).

Клинопироксен. Как и в случае с ортопироксеном, при переходе от гранатовых гарцбургитов к деформированным лерцолитам в клинопироксене происходит уменьшение $Mg\#$ от 0.93 до 0.89 на фоне увеличения концентрации TiO_2 от 0.20 ± 0.03 до 0.35 ± 0.03 мас. % ($n = 65$) (рис. 6). При этом кли-

нопироксены из деформированных перидотитов близки по составу к клинопироксенам из мантийных ксенолитов типа PIC, которые могут представлять собой продукт преобразования литосферной мантии под воздействием кимберлитовых расплавов (Fitzpayne et al., 2018b) и перекрываются по составу с наиболее магнезиальными клинопироксенами из ксенолитов деформированных перидотитов трубки Удачная, Якутия (Ionov et al., 2010).

Крупные мегакристы клинопироксена отличаются от классических мегакристов за счет высоких значений $Ca\#$, $Mg\#$ и более низких концентраций TiO_2 (Kargin et al., 2017a) и соотносятся по своему составу с высокохромистыми мегакристами (Pivin et al., 2009; Bussweiler et al., 2016). По составу они полностью перекрываются с клинопироксеном из клинопироксен-флогопитовых ксенолитов из трубки им. В. Гриба и характеризуются умеренными значениями $Mg\#$ (0.91–0.93) и понижен-

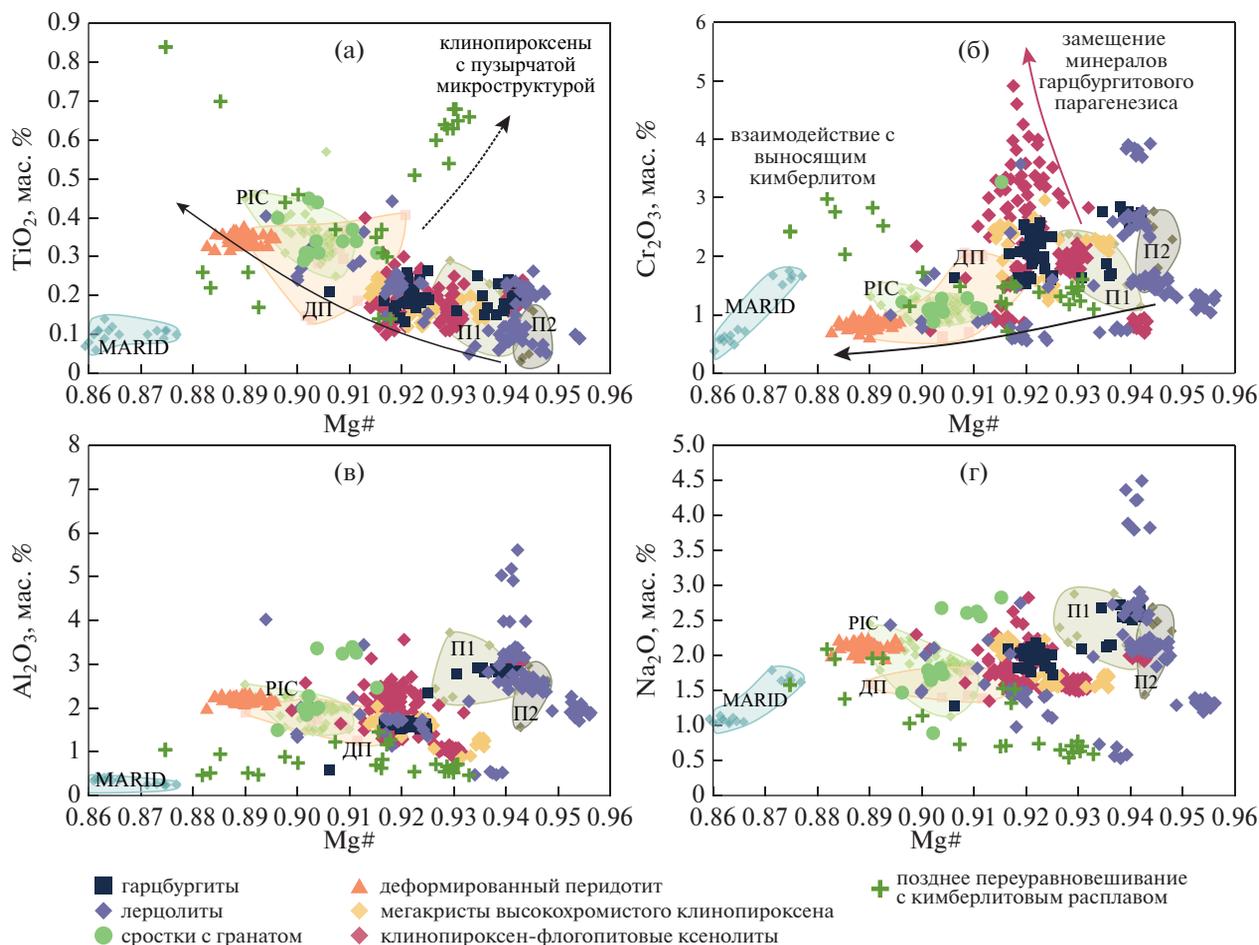


Рис. 6. Вариация состава клинопироксена из изученных мантийных ксенолитов и мегакристов трубки им. В. Гриба. Стрелки показывают тренд изменения состава клинопироксена в ходе мантийного метасоматоза (см. текст); пунктирная стрелка на рисунке (а) показывает изменение состава клинопироксена из поздних пузырчатых зон (Kargin et al., 2017a); розовая стрелка (верхняя) на рисунке (б) показывает изменение состава клинопироксена, развивающегося по трещинам в ортопироксене и оливине в ксенолитах гранатовых гарцбургитов. Полями показаны составы клинопироксена из: ксенолитов деформированных перидотитов (поле ДП) из трубки Удачная, Якутия (Ionov et al., 2010); ксенолитов флогопит-ильменит-клинопироксенового (поле PIC) и флогопит-амфибол-рутил-ильменит-клинопироксенового (поле MARID) состава из кимберлитов Южной Африки (Fitzpayne et al., 2018b); ксенолитов гранатовых перидотитов из трубки им. В. Гриба, испытавших силикатный (поле П1) и карбонатитовый (поле П2) метасоматоз, согласно (Щукина и др., 2015).

ными концентрациями TiO₂ (менее 0.25 мас. %), а также близки к клинопироксенам из ксенолитов гранатовых перидотитов из некоторых кимберлитовых провинций (Nimis et al., 2009; Pivin et al., 2009). Клинопироксены, кристаллизующиеся вдоль границ ортопироксена и оливина, а также по трещинам в этих минералах, показывают широкий разброс концентрации Cr₂O₃ при постоянных значениях величины Mg#, тогда как клинопироксен, образующий крупные кристаллы, петрографически уравновешенные с другими минералами перидотитов, имеет менее вариативные концентрации Cr₂O₃ (рис. 6б). Клинопироксен из сростков с мегакристами граната и включения в них показывают промежуточный состав между кли-

нопироксеном из ксенолитов деформированных перидотитов и крупных мегакристов трубки им. В. Гриба и перекрываются с составом клинопироксена из ксенолитов деформированных перидотитов других кимберлитовых объектов (рис. 6).

Клинопироксены с пористыми (губчатыми) микроструктурами отличаются от неизменных частей кристаллов резким увеличением концентраций TiO₂ на фоне снижения Al₂O₃, Na₂O, Cr₂O₃ (рис. 6), что является типичным для мегакристов клинопироксена с подобными текстурами (Bussweiler et al., 2016). Поздние краевые зоны зональных кристаллов, которые были переуравновешены с выносящим ксенолиты кимберлитовым расплавом, характеризуются низкими

значениями Mg# и высокими концентрациями TiO₂, что сближает их по составу с клинопироксеном из деформированных лерцолитов, но последние отличаются более низкими концентрациями Cr₂O₃ (рис. 6б). В некоторых ксенолитах гранатовых лерцолитов по границам зерен и трещинам отмечается увеличение концентраций Na₂O и Cr₂O₃ (рис. 6б, 6г). По всей видимости, такое изменение состава клинопироксена отражает взаимодействие ксенолита с поздним, обогащенным Na кимберлитовым расплавом.

Гранат. В отличие от пироксенов, гранат не показывает постепенного увеличения концентрации TiO₂ с уменьшением Mg# (рис. 7). Гранаты обладают широкой вариацией состава при содержании пиропового минала от 63 до 78 мол. %. На диаграмме CaO–Cr₂O₃ (рис. 7а) большая часть составов изученных гранатов попадает в поле граната из ксенолитов лерцолитового парагенезиса из кимберлитов Якутии (Sobolev, 1977), несмотря на то что часть гранатов была изучена из ксенолитов гранатовых гарцбургитов. Часть гранатов из ксенолитов гарцбургитов и верлитов обладает повышенными концентрациями CaO, что смещает их составы в область граната из ксенолитов верлитов. По содержанию TiO₂ все изученные гранаты могут быть разделены на две группы: (1) высокотитанистые гранаты (0.86 ± 0.13 мас. % TiO₂, $n = 252$) из ксенолита деформированного лерцолита и мегакристы граната и их сростки с ильменитом с низкими концентрациями CaO и Cr₂O₃, что является типичным для состава граната из ассоциации низкохромистых мегакристов (Griffin et al., 1999; Grütter et al., 2004); (2) низкотитанистые гранаты (0.12 ± 0.07 мас. % TiO₂, $n = 451$) с широкими вариациями концентраций CaO и Cr₂O₃, распространенные среди гранатов из ксенолитов гарцбургитов и лерцолитов (Pivin et al., 2009; Ziberna et al., 2013).

Отметим, что все изученные составы граната из ксенолитов гранатовых гарцбургитов не попадают в поле граната из подобных ксенолитов Якутской провинции (рис. 7а), а смещаются в поле граната из лерцолитов. Подобная эволюция состава граната отмечается в ксенолитах, претерпевших мантийный метасоматоз (Howarth et al., 2014). Последнее может указывать на то, что не всегда по составу отдельных дезинтегрированных зерен граната можно надежно диагностировать его мантийный источник.

Флогопит. Результаты детального изучения состава флогопита из различных мантийных ксенолитов и основной массы кимберлитов трубки им. В. Гриба показаны в работе (Kargin et al., 2019). В контексте данного обобщения выделим две основные группы флогопита (рис. 8а–8в): (1) высокомагнезиальные (Mg# = 0.93) флогопиты с низкими содержаниями TiO₂ (0.56 ± 0.06 мас. %, $n = 137$) и

Cr₂O₃ (0.56 ± 0.11 мас. %, $n = 137$) и (2) низкомагнезиальные (Mg# = 0.91) с высокими содержаниями TiO₂ (2.67 ± 0.36 мас. %, $n = 37$) и Cr₂O₃ (1.49 ± 0.23 мас. %, $n = 37$). Флогопиты первой группы встречаются в виде крупных дискретных зерен в ксенолитах гранатовых перидотитов, а также в ксенолитах клинопироксен-флогопитового состава и в виде крупных мегакристов. Флогопит второй группы обычно формирует краевые зоны высокомагнезиальных флогопитов и чаще всего встречается в ассоциации с высокотитанистыми гранатами. Данные флогопиты перекрываются по составу с флогопитами из ксенолитов полимиктовых брекчий, а также с высокотитанистыми флогопитами из кимберлитов других провинций (рис. 8). Флогопиты из матрикса кимберлитов и кимберлитовых оболочек пирокластов близки по составу к флогопитам из низкомагнезиальной группы и характеризуются уменьшением концентрации Cr₂O₃ на фоне увеличения содержаний Al₂O₃ (рис. 8в), FeO (рис. 8б), BaO (рис. 8г), что является типичным для флогопита, кристаллизующегося из кимберлитового расплава совместно с другими минералами кимберлитового матрикса (Mitchell, 1995).

Ильменит. Мегакристы ильменита и ильменит из ксенолитов безгранатовых перидотитов имеют схожий состав и характеризуются высокими концентрациями MgO (14.35 ± 0.49 мас. %, $n = 422$) (рис. 9а) при вариациях Cr₂O₃ от 1.34 до 3.16 мас. % (среднее 2.22 ± 0.41 мас. %, $n = 422$), Al₂O₃ – 0.53 ± 0.13 мас. % и MnO – 0.24 ± 0.05 мас. % ($n = 422$). Дискретные зерна ильменита из ксенолитов гранатовых лерцолитов, в том числе со структурами деформаций, не отличаются по составу от ильменита из ильменитовых перидотитов. В целом интервал вариации состава ильменита из кимберлитов трубки им. В. Гриба перекрывается по составу с ильменитом из мантийных ксенолитов типа PIC и ксенолитов полимиктовых брекчий из кимберлитов провинции Кимберли, Южная Африка (Giuliani et al., 2013; Fitzpayne et al., 2018b).

Редкие элементы

Было установлено несколько типов граната и клинопироксена, которые различаются по содержанию редкоземельных (РЗЭ) и других редких элементов-примесей (рис. 10). Дополнительные графики распределения нормированных к хондриту C1 и примитивной мантии редких элементов в изученных гранате и клинопироксене приведены в Supplementary, ESM_3.pdf.

Гранат. Среди изученных гранатов были выделены следующие типы:

(1) Мегакристы высокотитанистого граната и сростки граната с другими минералами мегакристовой ассоциации обладают типичными для

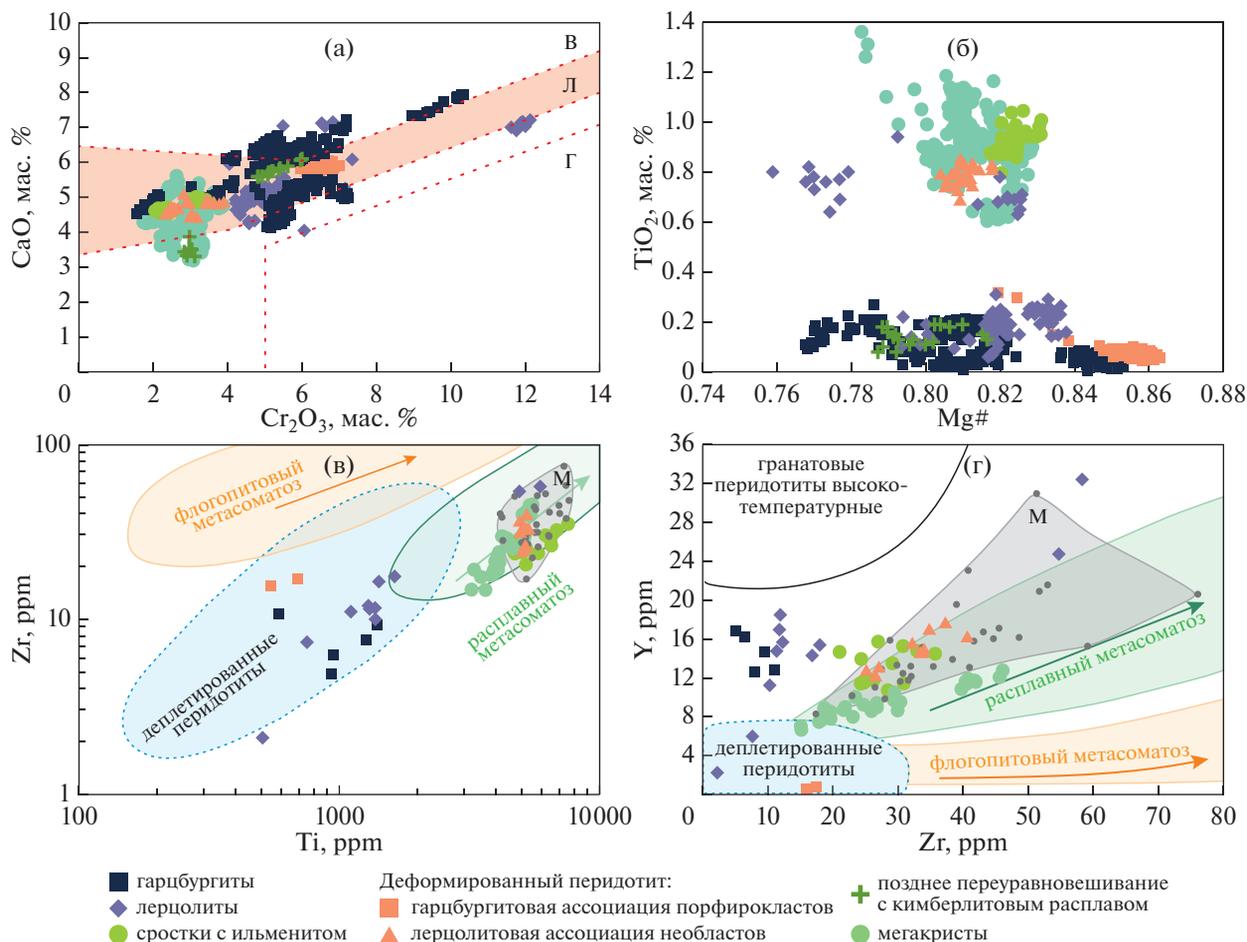


Рис. 7. Вариация состава граната из изученных мантийных ксенолитов и мегакристов трубки им. В. Гриба. Поля на классификационной диаграмме (а) обозначают составы граната, которые широко распространены в мантийных ксенолитах: В – верлитового, Л – лерцолитового и Г – алмазонасного гарцбургитового парагенезиса из кимберлитов Якутии (Sobolev, 1977). На рисунках (в, г) показаны поля состава граната из мантийных ксенолитов, претерпевших различный тип мантийного метасоматоза, согласно (Griffin et al., 1999), где стрелками показано изменение состава граната при переходе от центральных к краевым зонам. Серым полем (М) показаны составы мегакристов граната (серые точки) из (Kargin et al., 2016; Shchukina et al., 2017).

мегакристов спектрами распределения РЗЭ с обеднением легкими РЗЭ и постепенным обогащением средними и тяжелыми РЗЭ до уровня в 6–10 раз выше, чем концентрации в хондрите (рис. 10а). Также эти гранаты характеризуются положительными аномалиями высокозарядных элементов (Nb, Ta, Zr, Hf, Ti) относительно РЗЭ (рис. 10б), а на диаграммах Zr-Ti и Y-Zr (рис. 7в, 7г) попадают в поле состава граната из ксенолитов мантийных перидотитов, испытавших высокотемпературный мантийный метасоматоз, согласно (Griffin et al., 1999). Подобными спектрами распределения редких элементов также обладают некоторые гранаты из ксенолитов лерцолитового состава.

(2) Низкотитанистые гранаты из ксенолитов гарцбургитов и лерцолитов с умеренно- до сильно синусоидальными спектрами распределения РЗЭ, которые характерны для граната из ксено-

литов лерцолитов и гарцбургитов соответственно, встреченных в различных кимберлитовых проявлениях мира (рис. 10а). Как правило, данные гранаты характеризуются отсутствием положительных аномалий высокозарядных элементов (Zr, Hf и Ti) относительно РЗЭ (рис. 10б). На диаграммах Zr-Ti они (рис. 7в) попадают в поле состава граната из ксенолитов деплетированных мантийных перидотитов, а по содержанию Y (рис. 7г) занимают промежуточное положение между гранатами из деплетированных и высокотемпературных мантийных перидотитов (Griffin et al., 1999). Некоторые изученные гранаты имеют зональное строение: от центра к краевым зонами спектры распределения РЗЭ изменяются от сильно- к умеренно синусоидальным (Kargin et al., 2016).

(3) Часть низкотитанистых гранатов из ксенолитов лерцолитов обладает спектром распределе-

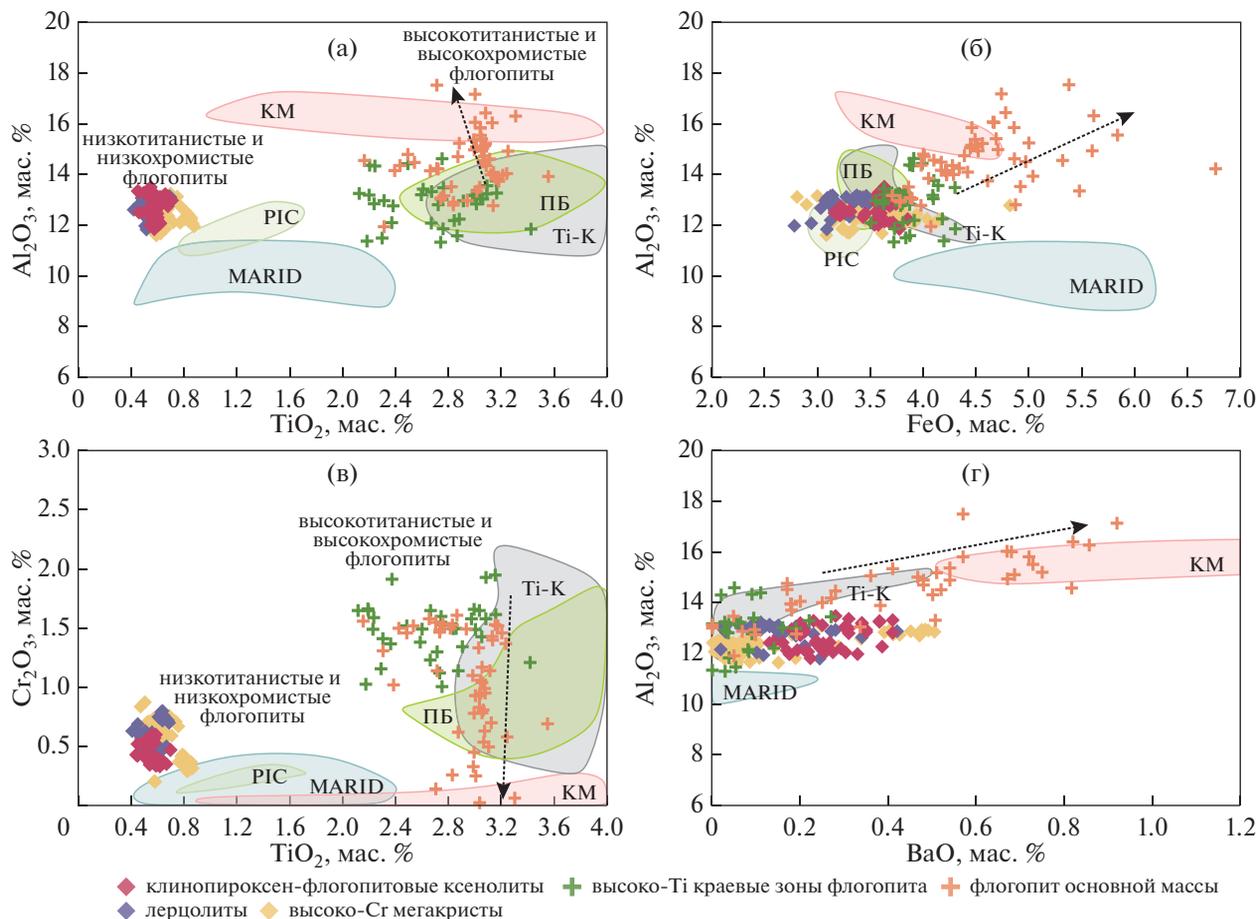


Рис. 8. Вариация состава флогопита из изученных мантийных ксенолитов и мегакристов трубки им. В. Гриба. Полями показаны составы флогопита из: ксенолитов флогопит-ильменит-клинопироксенового (поле PIC) и флогопит-амфибол-рутил-ильменит-клинопироксенового (поле MARID) состава из кимберлитов Южной Африки (Giuliani et al., 2016; Fitzraune et al., 2018b); ксенолитов полимиктовых брекчий (поле ПБ) из кимберлитов провинции Кимберли, Южная Африка (Giuliani et al., 2014); составы низкохромистых флогопитов из основной массы кимберлитов (поле KM) и состав высокотитанистых флогопитов (поле Ti-K) из кимберлитов Южной Африки (Giuliani et al., 2016). Пунктирной стрелкой показана эволюция состава флогопита из матрикса кимберлитов трубки им. В. Гриба, отражающая фракционирование кимберлитового расплава в ходе кристаллизации минералов матрикса (Kargin et al., 2019).

ния РЗЭ (рис. 10а), типичным для мегакристов граната, однако они отличаются от последних отсутствием положительной аномалии Ti при положительных аномалиях Zr и Hf относительно РЗЭ (рис. 10б). Также данные гранаты перекрывают поле мегакристовых гранатов по содержаниям Cr₂O₃ и CaO (рис. 7а).

(4) Высокотитанистый гранат из ксенолита деформированного лерцолита (краевые зоны крупных порфиороклястов граната с гарцбургитовым типом распределения РЗЭ), обогащенный легкими РЗЭ (рис. 10а), Ti, Zr и Y (рис. 10б). При этом спектры распределения средних и тяжелых РЗЭ сопоставимы с таковыми для мегакристов граната (рис. 10а). На диаграммах Zr-Ti и Y-Zr (рис. 7в, 7г), так же как и другие высокотитанистые гранаты, они подпадают в поле состава граната из ксенолитов мантий-

ных перидотитов, испытавших высокотемпературный мантийный метасоматоз, согласно (Griffin et al., 1999).

Клинопироксен. Аналогично гранату, клинопироксен из изученных ксенолитов также подразделяется на несколько групп по содержанию редких элементов (рис. 10в, 10г):

(1) клинопироксен из ксенолитов гранатовых перидотитов с низкотитанистым гранатом обладает фракционированным спектром РЗЭ и значениями (La/Sm)_n от 0.4 до 7.4 (рис. 10в). Мультиэлементные спектры обладают резкими отрицательными аномалиями Zr-Hf и умеренными отрицательными аномалиями Ti и Nb-Ta (рис. 10г).

(2) клинопироксен, равновесный с высокотитанистым гранатом из ксенолитов гранатовых перидотитов, обладает умеренно-фракционирован-

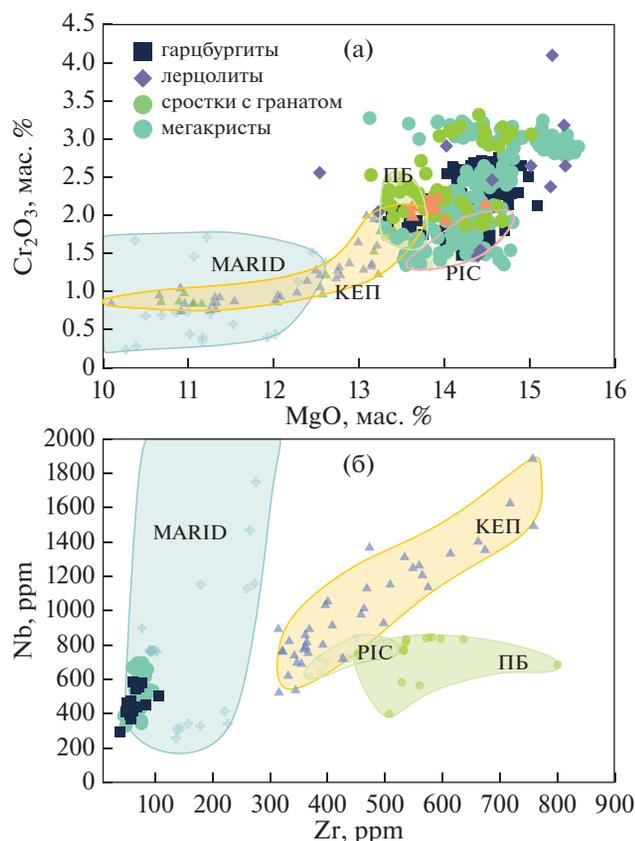


Рис. 9. Вариация состава ильменита из изученных мантийных ксенолитов и мегакристов трубки им. В. Гриба. Полями показаны составы флогопита из: ксенолитов флогопит-ильменит-клинопироксенового (поле PIC) и флогопит-амфибол-рутил-ильменит-клинопироксенового (поле MARID) состава из кимберлитов Южной Африки (Fitzprayne et al., 2018b); ксенолитов полимиктовых брекчий (поле ПБ) из кимберлитов провинции Кимберли, Южная Африка (Giuliani et al., 2013), из кимберлитов Кепинского поля (поле KEP, трубки Степная и ЦНИГРИ-Архангельская), согласно (Каргин и др., 2020).

ными спектрами РЗЭ (рис. 10в) с повышенными концентрациями Nd, Sm, отрицательными аномалиями Zr и Hf по сравнению с РЗЭ, а также отсутствием аномалии Ti (рис. 10г). Степень фракционирования РЗЭ сопоставима с таковой для клинопироксенов из ксенолитов деформированных перидотитов (рис. 10в).

(3) клинопироксены из ксенолитов клинопироксен-флогопитовых пород, а также высокохромистые мегакристы обладают обогащенными легкими и средними РЗЭ спектрами РЗЭ с максимумом в области Pr-Nd и плоскими спектрами распределения в области легких РЗЭ (рис. 10в). Для этих клинопироксенов также характерны отрицательные аномалии высоkozарядных элементов, таких как Nb, Ta, Zr, Hf и Ti относительно РЗЭ (рис. 10г).

Поздние губчатые клинопироксены обладают сильнофракционированными спектрами распределения РЗЭ (рис. 10в) и отрицательными аномалиями Zr-Hf и Ti относительно РЗЭ (рис. 10г).

Ильменит. Концентрации редких элементов, таких как Nb, Ta, Zr, Ni, Zn, V, широко варьируют в изученных ильменитах и коррелируют с содержанием MgO: при понижении MgO концентрации Nb, Ta, Zr, Ni, V увеличиваются, тогда как концентрация Ni — уменьшается (Каргин и др., 2020). Подобное поведение элементов-примесей в изученных ильменитах в целом сопоставимо с поведением данных элементов в Mg-ильменитах других мировых кимберлитовых проявлений (Moore et al., 1992; Castillo-Oliver et al., 2017). Отметим, что изученные ильмениты из кимберлитов трубки им. В. Гриба обладают в целом низкими концентрациями Zr (рис. 9б), по сравнению с ильменитами из кимберлитов Кепинского поля ААП и ильменитами из ксенолитов типа PIC и полимиктовых брекчий из кимберлитов провинции Кимберли, Южная Африка (Giuliani et al., 2013; Fitzprayne et al., 2018b).

Ортопироксен. По аналогии с гранатом ортопироксен показывает увеличение концентраций Zr и Y на фоне роста TiO_2 (см. Supplementary, ESM_2.xlsx), т.е. при переходе от ортопироксена из ксенолитов гранатовых гарцбургитов к необластам ортопироксена из ксенолита деформированного лерцолита. Также с повышением концентрации TiO_2 происходит увеличение значения отношения Zr/Nb, а на диаграмме TiO_2 –Zr/Nb составы необластов ортопироксена из ксенолита деформированного лерцолита и ортопироксена из сростков с гранатом занимают промежуточное положение между ортопироксенами из ксенолитов гранатовых перидотитов и ксенолитов полимиктовых брекчий (рис. 5г).

Таким образом, если рассматривать составы минералов мантийных перидотитов и мегакристов, то можно выделить два типа пород: (1) содержащие высокотитанистые, преимущественно низкомагнезиальные гранат и клинопироксен и (2) содержащие низкотитанистые, преимущественно высокомагнезиальные гранат и клинопироксен. С первым типом ксенолитов обычно также ассоциирует ильменит, когда как со вторым чаще встречается низкотитанистый и низкохромистый флогопит. В большинстве случаев увеличение магнезиальности положительно коррелирует с повышением концентрации Cr_2O_3 .

ОЦЕНКА P-T УСЛОВИЙ

Была проведена оценка давлений (P) и температур (T) для ксенолитов перидотитов и клинопироксен-флогопитовых пород, а также для мегакристов клинопироксена и сростков гранат-ильменит-кли-

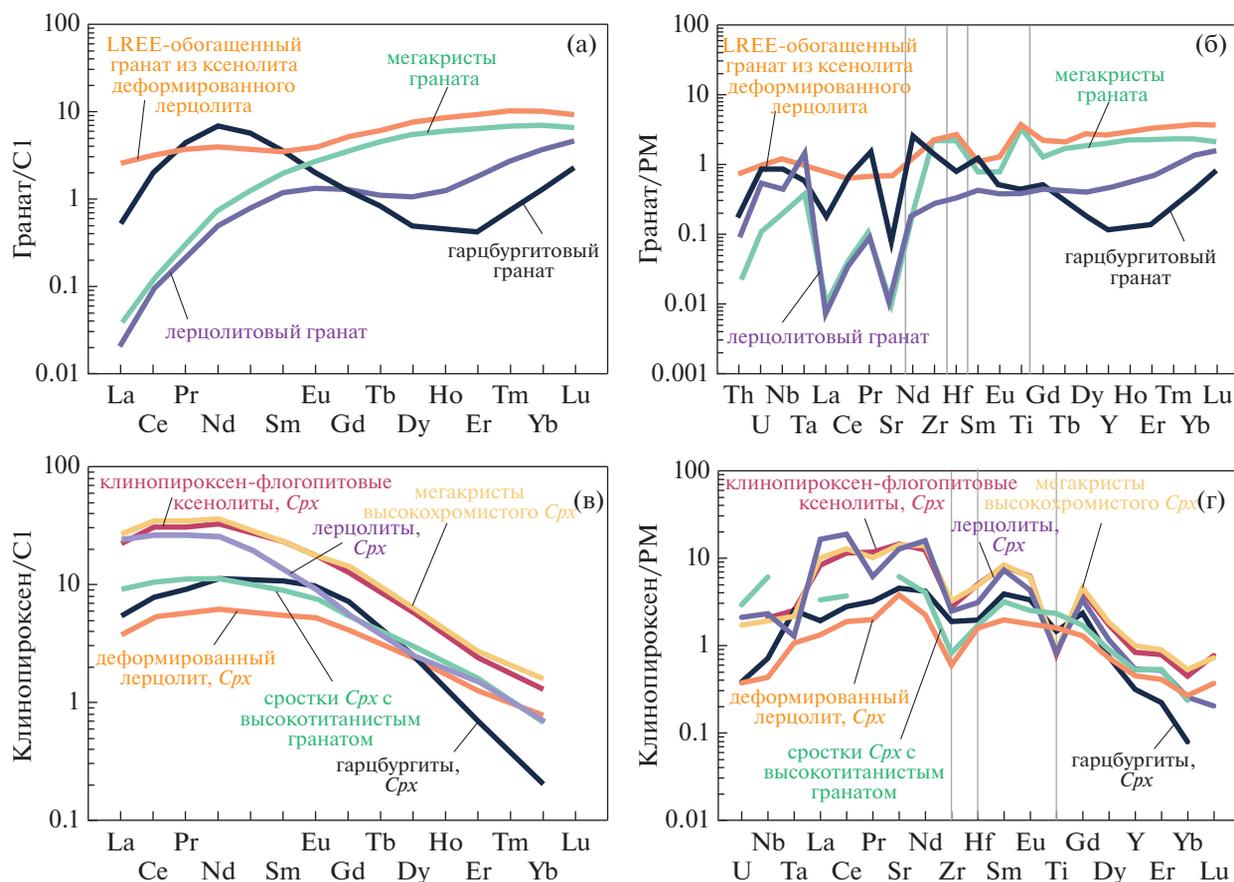


Рис. 10. Нормализованные к хондриту C1 и примитивной мантии (PM) (McDonough, Sun, 1995) спектры распределения РЗЭ и редких элементов для средних составов граната, клинопироксена из различных мантийных ксенолитов и мегакристов. LREE – легкие РЗЭ.

нопироксенового состава (см. Supplementary, ESM_2.xlsx, табл. S6). Данные были рассчитаны с использованием геотермометра (Brey, Köhler, 1990; Taylor, 1998) с корректировкой температуры согласно (Nimis, Grütter, 2010); с использованием геобарометров (MacGregor, 1974; Nickel, Green, 1985). P - T условия равновесия мегакристов высокохромистого клинопироксена и клинопироксена из клинопироксен-флогопитовых ксенолитов рассчитаны с использованием термобарометра (Nimis, Taylor, 2000). Детальные результаты представлены в работах (Kargin et al., 2016, 2017a, 2017b).

Для лерцолитового парагенезиса ксенолита деформированного лерцолита были получены самые высокие значения: $P = 7$ ГПа и $T = 1220^\circ\text{C}$. Ксенолиты гранатовых перидотитов, содержащих низкотитанистые гранаты, показывают более широкий P - T интервал: 2.2–5.0 ГПа и 730 – 1070°C . Рассчитанные для мегакристов высокохромистого клинопироксена и клинопироксена из клинопироксен-флогопитовых ксенолитов P - T параметры варьируют в пределах 3.6–4.7 ГПа и 760 – 920°C , что соответствует условиям формирования ксеноли-

тов гранатовых перидотитов с низкотитанистым гранатом. Для ксенолита ортопироксен-ильменит-гранатового состава получены следующие P - T оценки равновесия: 4.4 ± 0.3 ГПа и $\sim 1020^\circ\text{C}$. Условия формирования мегакристов высокотитанистых гранатов были оценены как 5.5 ГПа и $1150^\circ\text{C} \pm 30$ (Lebedeva et al., 2020b).

В целом полученные данные (рис. 11) соответствуют опубликованным ранее P - T параметрам для ксенолитов и мегакристов из кимберлитов трубки им. В. Гриба (Kostrovitsky et al., 2004; Голубкова и др., 2013; Щукина и др., 2015) и демонстрируют, что большая часть изученных ксенолитов была вынесена из промежуточной части литосферной мантии с глубин от 90 до 150 км, а значения температур лежат между геотермами 35 и 40 мВ/м² (Pollack, Chapman, 1977).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Изучение мантийных ксенолитов и мегакристов из кимберлитов трубки им. В. Гриба позволило предположить, что литосферная мантия ААП

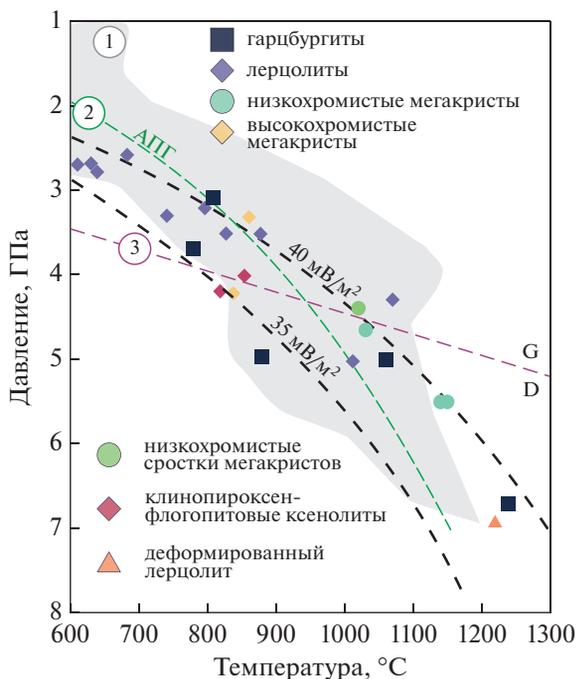


Рис. 11. *P-T* параметры равновесия минеральных фаз из изученных мантийных ксенолитов. Линия 2 (ААГ) – мантийная геотерма ААП (Afanasiev et al., 2013), линия 3 – G/D граница перехода графит–алмаз. Поле 1 согласно (Afanasiev et al., 2013).

претерпела несколько стадий метасоматических преобразований. Наиболее распространенный тип метасоматоза выражается в геохимическом обогащении (фертилизации) деплетированных гранатовых гарцбургитов и их преобразовании в гранатовые лерцолиты (рис. 12). Подобный тип мантийного метасоматоза широко распространен среди мантийных ксенолитов из различных проявлений кимберлитовых месторождений мира (Griffin et al., 1999; Burgess, Harte, 2004; O'Reilly, Griffin, 2013). Степень вовлечения деплетированной мантии в метасоматический процесс (соответствует в общем отношению флюид/порода) зависит от удаленно-

сти рассматриваемого объема мантии от канала с потоком метасоматического агента и может определять широкую вариацию состава мантийных ксенолитов по содержанию граната и клинопироксена (Bussweiler et al., 2018). Дальнейшее преобразование мантийных перидотитов приводит к формированию флогопитовых перидотитов и клинопироксен-флогопитовых пород (O'Reilly, Griffin, 2013).

Анализ опубликованных данных по изучению мантийных ксенолитов и ксенокристов из кимберлитов различных мировых провинций позволяет выделить два различных подхода к интерпретации этих данных. Согласно первому подходу, считается, что подавляющее большинство мантийных ксенолитов, выносимых кимберлитами, а также минералы мегакристиной ассоциации были сформированы ранее, до образования кимберлитовых расплавов, либо при участии расплавов другого состава. Этот подход позволяет произвести реконструкцию строения литосферной мантии, которая существовала на момент формирования кимберлитов. Сами кимберлитовые расплавы не оказывают существенного воздействия на мантийные ксенолиты, а выступают в качестве сред, транспортировавших дезинтегрированные фрагменты литосферной мантии. Для ксенолитов из кимберлитов трубки им. В. Гриба было предложено многоэтапное преобразование литосферной мантии за счет нескольких эпизодов мантийного метасоматоза, вызванного различными метасоматическими агентами, которые отличались по составу от кимберлитов (Шукина и др., 2015). Комплексные результаты исследования ксенолитов из кимберлитовых объектов ААП позволили построить разрез литосферной мантии под ААП (Саблуков и др., 2000; Sablukova et al., 2004) и предсказать большую мощность литосферной мантии (210–180 км) под промышленно-алмазоносными и убого-алмазоносными кимберлитами провинции.

Второй подход предполагает, что формирование и подъем с мантийных глубин кимберлитовых расплавов является многостадийным процес-

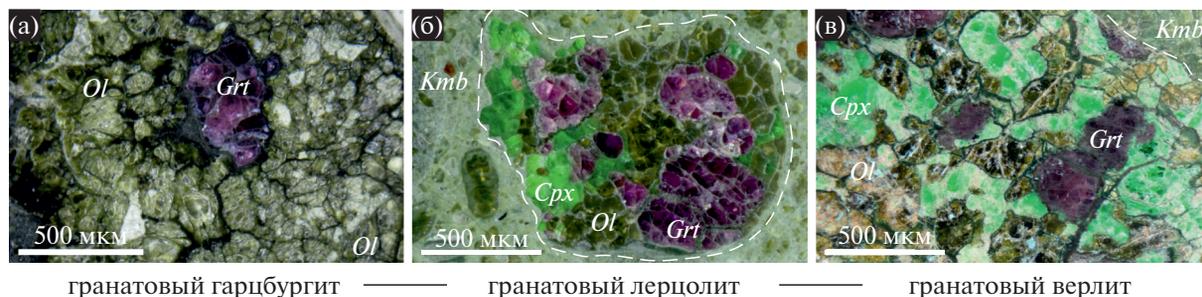


Рис. 12. Фотографии изученных перидотитовых ксенолитов, демонстрирующие увеличение доли клинопироксена, что отражает процесс обогащения деплетированных гарцбургитов (а) и их трансформацию в гранатовые лерцолиты (б, в). *Cpx* – клинопироксен, *Grt* – гранат, *Ol* – оливин, *Kmb* – кимберлитовая основная масса.

сом, в ходе которого первые порции кимберлитовых расплавов могут не дойти до поверхности, закристаллизовавшись в мантии (Giuliani et al., 2016). Соответственно, последовательные порции кимберлитовых расплавов будут прогрессивно метасоматизировать литосферную мантию, формируя при этом более геохимически равновесную кимберлитовым расплавам проникаемую зону — магматический канал. В этом случае кимберлитовые расплавы будут подниматься к поверхности по механизму их просачивания через породы литосферной мантии (например, Harte, 1983), сопровождаясь процессами фракционной кристаллизации минералов мегакристной ассоциации и метасоматозом окружающих литосферных пород. Последние будут метасоматически преобразовываться из деплетированных гранатовых гарцбургитов в обогащенные гранатовые лерцолиты (например, Bussweiler et al., 2018). Согласно такой интерпретации, большая часть выносимых кимберлитами мантийных ксенолитов будет являться фрагментами стенок мантийного канала, по которому кимберлитовые расплавы достигнут поверхности (Bussweiler et al., 2018), и, соответственно, такие ксенолиты не могут представительно отражать состав литосферной мантии. Аналогичные выводы были сделаны по результатам изучения мантийных ксенолитов гранатовых перидотитов и клинопироксен-флогопитовых пород из кимберлитов трубки им. В. Гриба (Kargin et al., 2016, 2017a, 2017b).

Изучение метасоматического преобразования мантийных пород включает также вопросы происхождения минералов мегакристной ассоциации. Мегакристы могут быть генетически связанными с кимберлитовыми или протокимберлитовыми расплавами (Moore, Lock, 2001; Moore, Belousova, 2005; Korylova et al., 2007) или образоваться в ходе фракционной кристаллизации преимущественно силикатных расплавов, как правило астеносферной природы, которые существовали до образования кимберлитовых расплавов и являлись некой подготовительно стадией для последующей генерации кимберлитов (Burgess, Harte, 2004; Solov'eva et al., 2008).

Происхождение минералов мегакристной ассоциации из кимберлитов трубки им. В. Гриба остается дискуссионным. С одной стороны, согласно химическому составу мегакристов граната, гранат должен был кристаллизоваться из силикатного расплава, состав которого близок к щелочным пикритами ААП (Mahotkin et al., 2000; Shchukina et al., 2017). С другой стороны, учитывая геохимические и изотопно-геохимические характеристики мегакристов ильменита (Голубкова и др., 2013), клинопироксена и флогопита (Kargin et al., 2019) из кимберлитов трубки им. В. Гриба, можно предположить, что данные минералы находились в равновесии с кимберлитовыми расплавами. В работе

(Kostrovitsky et al., 2004) рассматривается происхождение мегакристов из кимберлитов трубки им. В. Гриба как продукта взаимодействия протокимберлитовых расплавов, имеющих астеносферную природу, с веществом литосферной мантии.

Рассмотрим природу и особенности мантийного метасоматоза литосферной мантии ААП, а также его связь с кимберлитовыми или протокимберлитовыми расплавами и минералами мегакристной ассоциации.

Особенности мантийного метасоматоза

Изучение мантийных ксенолитов из кимберлитов позволило выделить несколько типов мантийного метасоматоза (O'Reilly, Griffin, 2013): (1) модальный (*modal*), проявленный в образовании новых, нетипичных для перидотитового парагенезиса минералов, например флогопита, амфибола, карбонатов, ильменита, апатита и др. (Harte, 1983); (2) скрытый (*cryptic*), приводящий к изменению состава существующих минеральных фаз, например химическая зональность минералов или лерцолитовый состав граната в ксенолитах гарцбургитов. При этом если процесс метасоматоза происходил незадолго до захвата ксенолитов кимберлитовыми расплавами, то изменение главных и редких элементов не всегда будет комплементарным (например, Howarth et al., 2014). (3) скрытый или обманчивый (*stealth*), предложенный (O'Reilly, Griffin, 2013), предполагающий добавление новых минеральных фаз, типичных для мантийных перидотитов, т.е. граната и клинопироксена.

Изученные мантийные ксенолиты из кимберлитов трубки им. В. Гриба позволяют диагностировать все вышеуказанные типы мантийного метасоматоза. Модальный мантийный метасоматоз в изученных ксенолитах проявлен в формировании флогопита, агрегатов клинопироксен-флогопитового состава и ильменита (рис. 3, 4). Результатом этого метасоматоза являются ксенолиты флогопитовых перидотитов, клинопироксен-флогопитовых пород, а также ильменитовых перидотитов (дунитов).

Наблюдаемые среди изученных мантийных ксенолитов такие структурно-текстурные характеристики как: (1) образование клинопироксена, реже граната, вдоль границ между зернами оливина и ортопироксена, а также по краям и трещинам в этих минералах в ксенолитах гранатовых гарцбургитов (рис. 3а–3в); (2) замещение оливина и ортопироксена клинопироксеном по трещинам и границам зерен; замещение необластов этих минералов клинопироксеном в ксенолитах деформированных лерцолитов (рис. 3а–3г и рис. 4а); (3) включения оливина в новообразованных зернах клинопироксена (рис. 3г); (4) резкая химическая зональность минералов, наблюдаемая в обратно-от-

раженных электронах (рис. 3е) — могут свидетельствовать о неравновесном состоянии основных минеральных фаз мантийных перидотитов, главным образом клинопироксена. Последнее позволяет предположить, что лерцолитизация деплетированных перидотитов произошла незадолго до захвата ксенолитов кимберлитовыми расплавами. Sr-Nd изотопный состав граната, клинопироксена и ортопироксена из гранатовых лерцолитов, гранатовых гарцбургитов и деформированных гранатовых лерцолитов из кимберлитов трубки им. В. Гриба согласуется с изотопным смешением между изотопно-контрастными компонентами: древней метасоматизированной мантией и кимберлитовыми расплавами (Lebedeva et al., 2020a).

Широкая вариация химического состава изученных минералов мантийных перидотитов может быть использована для идентификации процессов скрытого метасоматоза. Ортопироксен при переходе от ксенолитов гранатовых гарцбургитов к необластам из деформированного лерцолита и ортопироксена из сростков с высокотитанистым гранатом и ильменитом характеризуется постепенным увеличением концентрации TiO_2 на фоне уменьшения магнезиальности (рис. 5, 13а). Корреляция r между TiO_2 и $Mg\#$ составляет -0.79 ($n = 211$). Подобной тенденцией обладают также и клинопироксены (рис. 13б, 13в).

В ходе процесса геохимического обогащения (рефертилизации) мантийных перидотитов концентрации главных и редких элементов в гранате также будут контролироваться процессами скрытого метасоматоза (Kargin et al., 2016): с одной стороны, в гранатах происходит уменьшение концентраций CaO и Cr_2O_3 , что согласуется с наблюдаемым равновесием граната с клинопироксеном, т.е. лерцолитовый тренд состава граната (рис. 7а); с другой стороны, спектры распределения РЗЭ изменяются от резко синусоидальных, типичных для гранатов из гарцбургитовых ксенолитов (Griffin et al., 1999), к слабо синусоидальным, характерным для граната из лерцолитов (Lazarov et al., 2009), до спектров, типичных гранатовым мегакристам (рис. 10).

Непрерывный тренд изменения состава минералов на диаграммах $Mg\#-TiO_2$ может быть интерпретирован как показатель отношения флюид/порода, т.е. вариация доли метасоматического агента к литосферной мантии, поскольку при взаимодействии с литосферной мантией будет увеличиваться магнезиальность расплава (обзор в Giuliani et al., 2020). В таком случае повышение магнезиальности указывает на увеличение этого отношения или на удаление из источника метасоматоза. Например, обогащенные TiO_2 низкомагнезиальные пироксены из ксенолита деформированного лерцолита находились в равновесии с метасоматическим агентом, тогда как высокомагнезиальные пироксены с низкой концентраци-

ей TiO_2 предполагали низкое отношение флюид/порода, т.е. бóльший вклад деплетированного литосферного материала. Подобная метасоматическая зональность может быть объяснена взаимодействием щелочно-ультраосновных расплавов (непосредственно кимберлитовых или неопределенных протокимберлитовых — ранних порций кимберлитовых расплавов, которые могли отличаться по составу от таковых, сформировавших кимберлитовое тело) с окружающей литосферной мантией, что привело бы к формированию минералов мегакристов (высоко- и низкохромистой ассоциаций), а также образованию новых клинопироксена и граната в мантийных перидотитах, как это было предложено для кимберлитов Канады (Bussweiler et al., 2018). В ходе этого взаимодействия кимберлитовые расплавы могли не дойти до поверхности и закристаллизоваться непосредственно в литосферной мантии с образованием богатых ильменитом полимиктовых брекчий (Giuliani et al., 2014; Pokhilenko, 2009; Bussweiler et al., 2018) и/или могли являться источником мантийного метасоматоза, способствующего образованию ильменита и ассоциации типа PIC (Gregoire et al., 2002, 2003; Fitzpayne et al., 2018b).

Таким образом, петрографические и минералогические особенности изученных ксенолитов показывают, что в ходе мантийного метасоматоза литосферной мантии ААП происходит геохимическое обогащение деплетированных перидотитов с преобразованием их от гранатовых гарцбургитов к гранатовым лерцолитам, флогопит-гранатовым верлитам и клинопироксен-флогопитовым породам (рис. 12). Данный тип метасоматоза широко распространен среди ксенолитов, выносимых кимберлитами (обзор в O'Reilly, Griffin, 2013).

Взаимосвязь мантийного метасоматоза с мегакристами

Изучение состава мегакристов клинопироксена и флогопита из кимберлитов трубки им. В. Гриба показывает их близость к составу высокохромистых мегакристов из различных кимберлитовых провинций (Kargin et al., 2017a, 2019). Мегакристы клинопироксена также сопоставимы по составу с клинопироксенами из некоторых ксенолитов гранатовых лерцолитов (Щукина и др., 2015) и изученных клинопироксен-флогопитовых ксенолитов (рис. 6, 10б). Флогопитовые мегакристы имеют состав, аналогичный “первичным” флогопитам из перидотитовых ксенолитов различных кимберлитовых провинций мира (Carswell, 1973) и флогопиту из изученных клинопироксен-флогопитовых ксенолитов (рис. 8). Мегакристы ильменита (рис. 9) также по составу аналогичны ильменитам из безгранатовых перидотитовых ксенолитов из кимберлитов трубки им. В. Гриба (Каргин и др.,

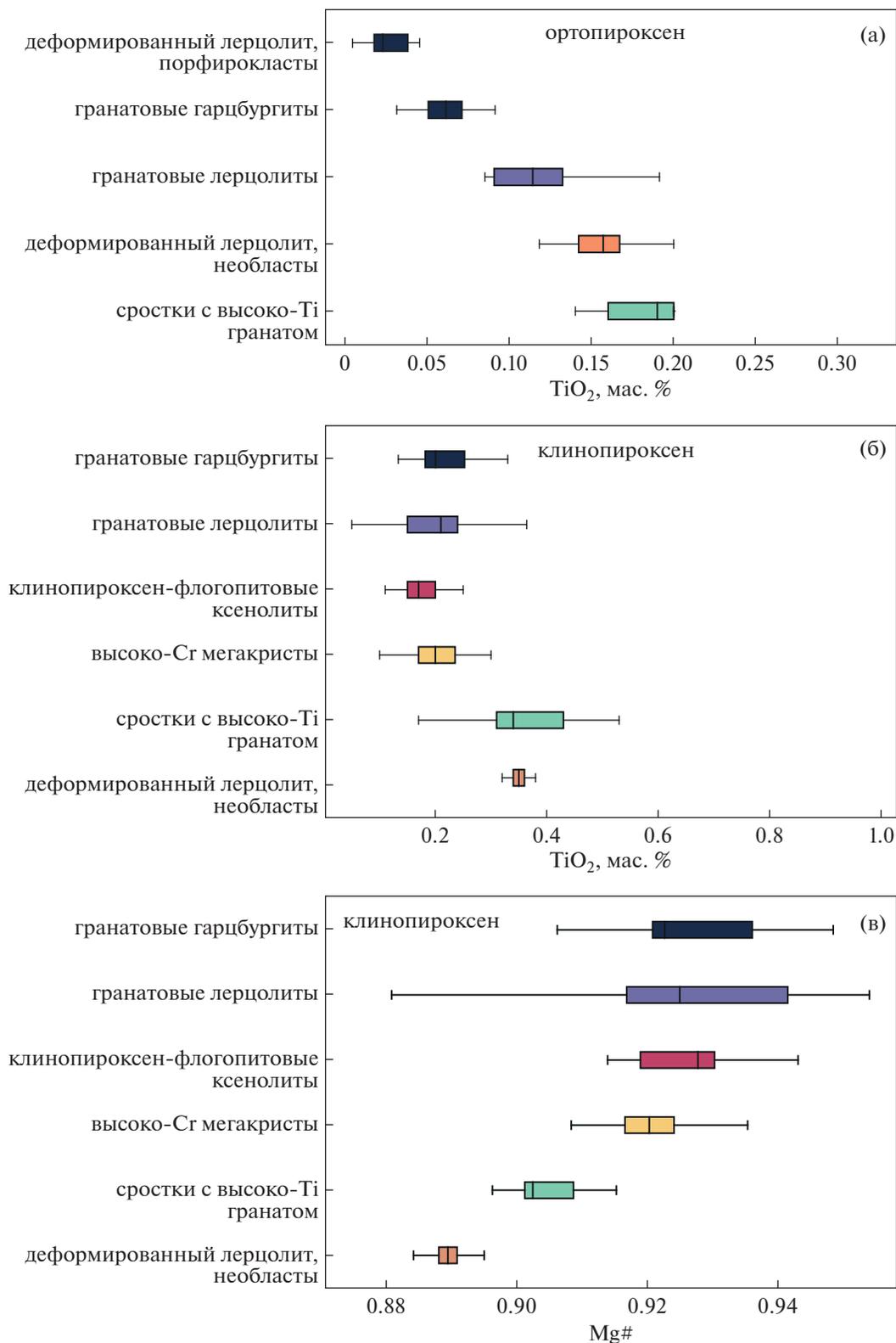


Рис. 13. Статистическое распределение концентраций TiO_2 (а, б) и значений величины $Mg\#$ (в) в ортопироксене и клинопироксене из изученных ксенолитов, которые показаны в порядке возрастания доли метасоматического агента/литосферной мантии.

2020). Аналогичные по составу высокотитанистым мегакристам гранаты реже встречаются в перидотитовых ксенолитах, чем низкотитанистые разновидности (Kargin et al., 2016). Высокотитанистые мегакристы граната наиболее близки по своему составу к новообразованному гранату из ксенолитов деформированных лерцолитов (рис. 7), а содержащиеся в этих ксенолитах клинопироксены — к мегакристам низкохромистого клинопироксена. В целом сходство состава минералов деформированных перидотитов с низкохромистыми мегакристами отмечается для ксенолитов из кимберлитов других провинций (например, Moore, Lock, 2001; Костровицкий и др., 2013).

Наблюдаемое сходство состава мегакристов и минералов из перидотитовых и других ксенолитов позволяет предположить, что мегакристы являются дезинтегрированными фрагментами крупнозернистых разновидностей этих пород, и формирование мегакристов и преобразование мантийных перидотитов происходило в близких условиях в ходе единого петрологического процесса. Последнее согласуется с моделью (Bussweiler et al., 2018), согласно которой формирование мегакристов происходит при просачивании кимберлитовых расплавов через деплетированную литосферную мантию в основном канале, а на удалении от основного канала, обеспечивающего подъем кимберлитовых расплавов, происходит обогащение деплетированных перидотитов с формированием граната и клинопироксена.

Полученные результаты показывают, что мегакристы, как и минералы из мантийных ксенолитов, могут быть подразделены не только на группы по содержанию Cr (высоко- и низкохромистые), как это принято для мегакристов из многих кимберлитовых провинций (Moore, Velousova, 2005), но и на высокотитанистые низкомагнезиальные и низкотитанистые высокомагнезиальные группы (рис. 5–8). Различие по содержанию титана и железа может быть связано с процессами формирования ильменита, ильменитовых прожилков или ильменитсодержащих парагенезисов в литосферной мантии в ходе отделения Fe-Ti жидкостей (или расплавов, обогащенных этими элементами) от исходного метасоматического агента или с особенностями его эволюции (Giuliani et al., 2014; Соловьева и др., 2019).

Эволюция состава метасоматического агента

Один из широко применяемых подходов к оценке состава метасоматического агента и его эволюции является пересчет состава минералов, образованных в ходе этого процесса, на состав равновесных расплавов, используя коэффициенты распределения (Kd) минерал/расплав. Результаты таких расчетов напрямую зависят от выбора коэффициентов распределения, что, в свою оче-

редь, определяется предполагаемым составом родоначальных расплавов. В случае изучения эволюции кимберлитобразующих систем нет определенной ясности в выборе коэффициентов распределения, поскольку вопросы, связанные с составом как кимберлитовых расплавов, которые могли участвовать в мантийном метасоматозе, так и расплавов, которые могли отвечать за преобразование мантийных пород и формирование мегакристов, остаются дискуссионными (см. Введение), а сами расплавы могут эволюционировать от карбонатитовых до щелочно-ультраосновных (например, Giuliani et al., 2020). В пользу выбора той или иной среды минералообразования можно использовать особенности геохимического равновесия сосуществующих минеральных фаз, например граната и клинопироксена в изученных мантийных ксенолитах и мегакристах, рассчитанные как отношение концентрации элемента i в гранате и клинопироксене (C_i^{Grt}/C_i^{Cpx}). Наиболее показательны отношения P3Э (Ziberna et al., 2013), которые были рассчитаны для граната и клинопироксена из каждой группы ксенолитов (рис. 14а). На данный момент существует целый ряд экспериментальных определений коэффициентов распределения как для силикатных, так и карбонатных расплавов, что может быть использовано для расшифровки мегакристов и минералов ксенолитов, которые были равновесны с теми или иными расплавами. Сравнение природных данных C_i^{Grt}/C_i^{Cpx} с экспериментальными (Kd_i^{Grt}/Kd_i^{Cpx}) позволит оценить условия равновесия минералов в природных средах.

Низкотитанистый гранат и клинопироксен из ксенолитов гранатовых перидотитов обладают C_i^{Grt}/C_i^{Cpx} наиболее сопоставимыми значениями с Kd_i^{Grt}/Kd_i^{Cpx} , полученными для граната и клинопироксена, равновесных силикатным щелочно-ультрамафическим расплавам при $P \sim 3$ ГПа и $T \sim 1000^\circ\text{C}$ (Johnson, 1998; Burgess, Harte, 2004). В свою очередь высокотитанистый гранат, обогащенный легкими P3Э, из ксенолита деформированных лерцолитов и сосуществующий клинопироксен обладают значениями C_i^{Grt}/C_i^{Cpx} (рис. 14а), которые более характерны для этих минералов, равновесных карбонатитовым расплавам (Dasgupta et al., 2009).

Значения C_i^{Grt}/C_i^{Cpx} для мегакристов высокотитанистых гранатов и мегакристов высокохромистых клинопироксенов не соответствуют линиям равновесия этих минералов в силикатной и карбонатной средах. Главные отличия связаны с уменьшением значений C_i^{Grt}/C_i^{Cpx} для P3Э и несоответствий по Ti, Nb и другим редким элементам (см. Supplementary, ESM_3.pdf), что не позволяет рассматривать эти мегакристы в равновесии меж-

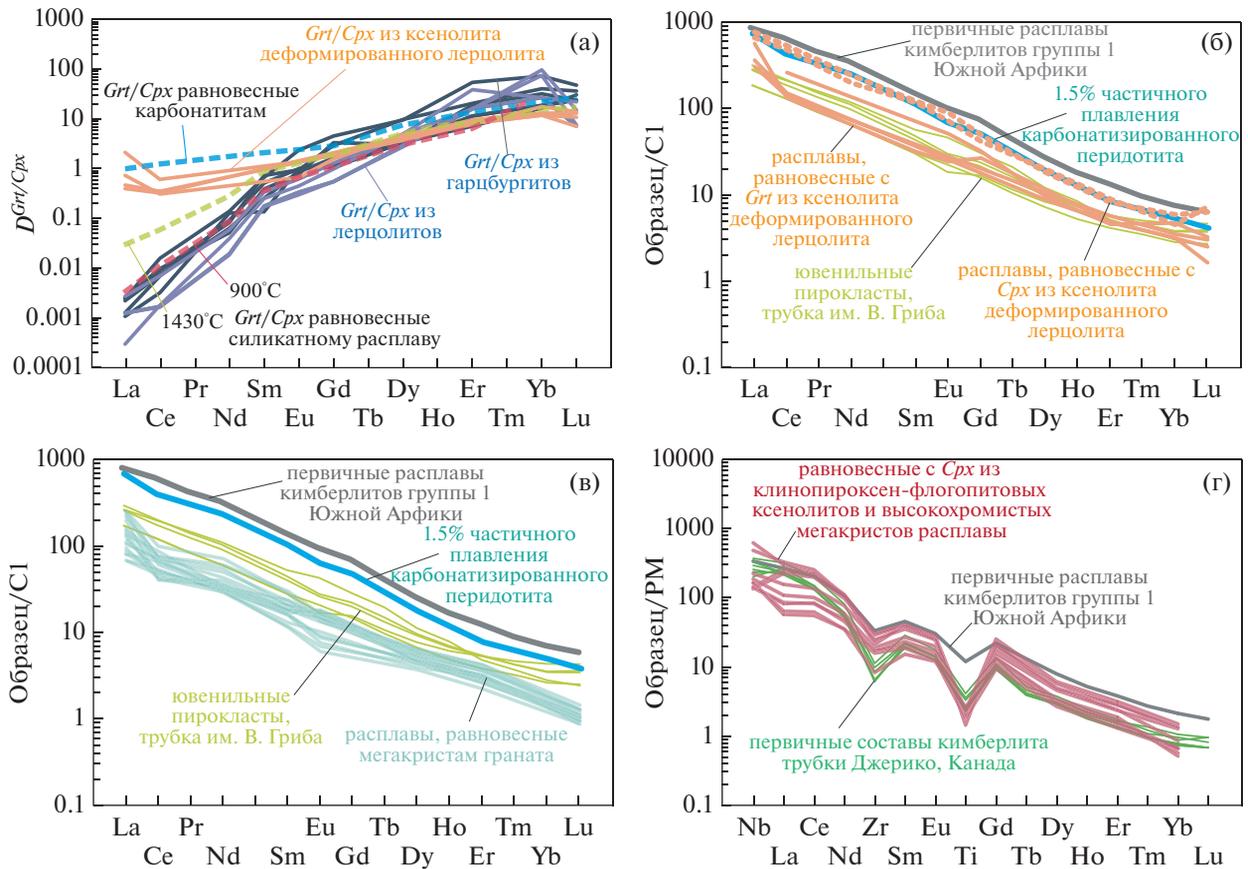


Рис. 14. (а) – вариация значений отношения $D^{Grt/Cpx} = C_i^{Grt} / C_i^{Cpx}$ для РЗЭ в перidotитовых ксенолитах из кимберлитов трубки им. В. Гриба в сравнении с экспериментальными данными для карбонатитовых (Dasgupta et al., 2009) и щелочно-основных расплавов при температурах 900°C (Burgess, Harte, 2004) и 1430°C (Johnson, 1998); (б, в) – нормализованные к хондриту C1 (McDonough, Sun, 1995) модельные составы расплавов, которые могли находиться в равновесии с: (б) – высокотитанистым гранатом и клинопироксеном из ксенолита деформированного лерцолита, рассчитанные с использованием коэффициентов распределения минерал/расплав согласно (Dasgupta et al., 2009), (в) – с мегакристами граната, рассчитанные с использованием коэффициентов распределения минерал/расплав согласно (Burgess, Harte, 2004); (г) – нормированные к составу примитивной мантии (PM) (McDonough, Sun, 1995) спектры распределения редких элементов в модельных расплавах, которые могли находиться в равновесии с высокохромистыми мегакристами клинопироксена, рассчитанные с использованием коэффициентов распределения минерал/расплав согласно (Dasgupta et al., 2009). Состав ювенильных пирокластов из кимберлитов трубки им. В. Гриба нанесен после (Голубева и др., 2006). Оценочные составы первичных порций кимберлитовых расплавов из трубки Джериико, Канада и кимберлитов группы 1 Южной Африки согласно (Price et al., 2000) и (Becker, Roex Le, 2006) соответственно.

ду собой. Вероятнее всего, данные минералы формировались на различных стадиях эволюции кимберлитобразующей системы.

Модельные составы расплавов, равновесные с высокотитанистым гранатом и клинопироксеном из ксенолита деформированного лерцолита, рассчитанные с использованием коэффициентов распределения минерал/карбонатит, согласно (Dasgupta et al., 2009), обладают сильным фракционированием РЗЭ элементов (рис. 14б) и близки по составу к модельному составу 1.5% выплавки из карбонатизированной деплетированной мантии, согласно (Grassi, Schmidt, 2011), которые по своему составу близки к карбонатитам. Это подтверждает предположение, что равновес-

ный с высокотитанистым гранатом и клинопироксеном из ксенолита деформированного лерцолита расплав, вероятно, представлял собой обогащенный карбонатной составляющей щелочно-ультраосновной расплав (Kargin et al., 2017b).

Мегакристы высокотитанистого граната имеют меньшие концентрации легких РЗЭ, чем высокотитанистые гранаты из ксенолита деформированного лерцолита, образованные на больших глубинах, что может быть обусловлено увеличением доли силикатной компоненты в равновесном расплаве или метасоматическом агенте (Burgess, Harte, 2004) при подъеме расплава через литосферную мантию (Giuliani et al., 2020 и ссылки в ней). Составы равновесных с мегакристами гра-

ната расплавы, с использованием Kd для преимущественно силикатных расплавы астеносферной природы (Burgess, Harte, 2004), наиболее близки к составам кимберлитовых пирокластов из трубки им. В. Гриба (рис. 14в), которые являются раскристаллизованным кимберлитовым расплавом (Голубева и др., 2006). Последнее предполагает, что мегакристы граната могли находиться в равновесии с кимберлитовым расплавом.

Модельный состав расплавы, равновесных с мегакристами высокохромистого клинопироксена (Kargin et al., 2017a), рассчитанный с использованием коэффициентов распределения (Burgess, Harte, 2004), перекрывается с оценочными составами первичных кимберлитовых расплавы на примере кимберлитов трубки Джериго, Канада (Price et al., 2000) и в меньшей степени с оценками для кимберлитов группы 1 Южной Африки (Becker, Roex Le, 2006).

Таким образом, проведенные расчеты показывают, что в основании литосферной мантии (давление около 7 ГПа) равновесный с высокотитанистым гранатом и клинопироксеном из ксенолита деформированного лерцолита метасоматический агент имел силикатно-карбонатный состав, тогда как в средних горизонтах литосферной мантии (давление от 5 до 3.5 ГПа) равновесный с мегакристами высокотитанистого граната и высокохромистого клинопироксена расплав имел преимущественно силикатный щелочно-ультраосновной состав. Базируясь на предположении о том, что метасоматические преобразования происходили незадолго до захвата ксенолитов кимберлитовым расплавом и могли наступить на стадии формирования магматического канала кимберлитовых расплавы, можно предположить, что таким метасоматическим агентом выступал кимберлитовый или протокимберлитовый расплав, который менял свой состав при продвижении через литосферную мантию. Полученные выводы согласуются с изотопно-геохимическим равновесием ильменита из кимберлитов трубки им. В. Гриба с кимберлитовым расплавом (Голубкова и др., 2013), а эволюция кимберлитового расплава не противоречит ранее предложенной модели образования мегакристов из кимберлитов трубки им. В. Гриба в ходе взаимодействия астеносферных протокимберлитовых расплавы с литосферной мантией (Kostrovitsky et al., 2004).

Мантийный метасоматоз при формировании кимберлитовых расплавы

Выявленная генетическая связь между кимберлитовыми расплавами и процессами мантийного метасоматоза и формирование мегакристов позволяют рассматривать эти процессы в контексте единого эпизода эволюции кимберлитобразующей системы (Костровицкий и др., 2013; Kargin

et al., 2017a; Bussweiler et al., 2018; Соловьева и др., 2019). На основе полученных данных предложена последовательность метасоматических преобразований литосферной мантии в ходе формирования проводящего кимберлитовые расплавы магматического канала (рис. 15).

1. Взаимодействие в основании литосферной мантии под ААП (на глубине 180–210 км) ранних порций кимберлитовых расплавы, имеющих обогащенный легкими РЗЭ, Fe-Ti компонентой карбонатно-силикатный состав, с окружающими мантийными деплетированными гарцбургитами. В качестве природного примера таких расплавы могут служить расплавы щелочно-ультрамафических лампрофиров ряда айликит-карбонатит. На этой стадии происходит метасоматическое преобразование деформированных перидотитов с новообразованием низкомагнезиальных и высокотитанистых необлавы ортопироксена и оливина, а также высокотитанистых гранатов и низкомагнезиального клинопироксена (Kargin et al., 2017b). Температура и давление этой стадии составляли ~1220°C и 7 ГПа (рис. 15, стадия I).

2. В ходе продвижения через литосферную мантию от ее основания до глубин порядка 150–120 км кимберлитовые расплавы продолжали взаимодействие с окружающими мантийными породами. На этой стадии произошло формирование обогащенных железом и титаном мегакристов граната и клинопироксена, ильменита и сростков этих минералов. Новообразованные минералы обладают составом, близким к таковому низкохромистых мегакристов, широко распространенных в кимберлитах различных мировых провинций (рис. 15, стадия II). На данной стадии происходит уменьшение доли карбонатной компоненты в расплаве, связанное с его взаимодействием с веществом литосферной мантии (например, Russell et al., 2012; Giuliani et al., 2020). P - T параметры этой стадии составляли: $T = 1000$ – 1100 °C и $P = 4$ – 5 ГПа (Саблуков и др., 2009; Lebedeva et al., 2020b). Возможно, на этой стадии происходит формирование большего объема ильменитсодержащих перидотитов (Каргин и др., 2020) за счет отделения Fe-Ti расплава (Соловьева и др., 2019) или непосредственной кристаллизации кимберлитовых расплавы в мантии с образованием полимиктовых брекчий (Pokhilenko, 2009; Giuliani et al., 2014).

3. После формирования Fe-Ti минералов состав кимберлитовых расплавы становится обеднен этими элементами. Дальнейшее прохождение таких порций кимберлитового расплава через литосферную мантию ведет к преобразованию деплетированных перидотитов в гранатобые лерцолиты с образованием низкотитанистого граната лерцолитового парагенезиса и клинопироксена, аналогичного высокохромистым мегакристам из кимберлитов мировых провинций (Kargin et al.,

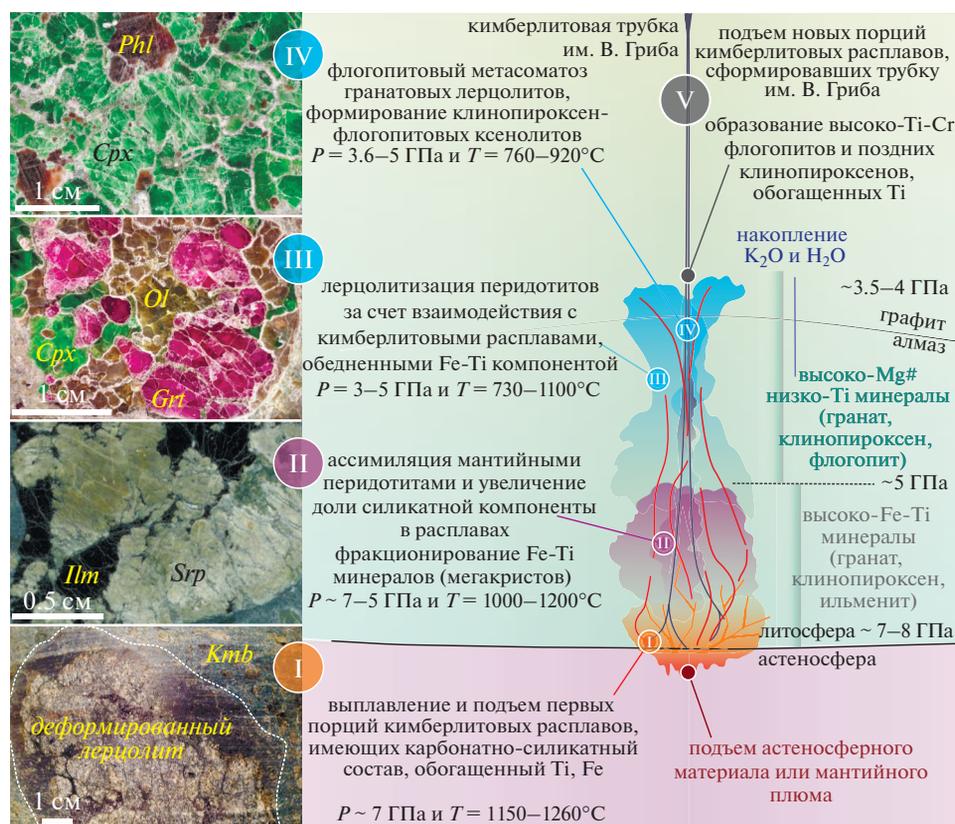


Рис. 15. Схематическая последовательность метасоматических преобразований литосферной мантии во время формирования и эволюции кимберлитовых расплавов. Пояснения см. в тексте.

2017a). Метасоматические преобразования данной стадии происходили при $730–1070^\circ C$ и $3–5$ ГПа (рис. 15, стадия III). Также такой метасоматоз проявлялся на расстоянии от основного магматического канала с увеличением вклада литосферного материала, что согласуется с увеличением магнезиальности и высокой вариацией содержания Cr_2O_3 в клинопироксене (рис. 6).

4. Метасоматоз гранатовых лерцолитов с образованием флогопитовых перидотитов, клинопироксен-флогопитовых пород и мегакристов низкохромистого флогопита (Kargin et al., 2019) под воздействием остаточных после образования граната и клинопироксена расплавов, обогащенных K и $H_2O \pm CO_2$ (рис. 15, стадия IV). Формирование флогопита сопровождается интенсивным замещением граната (рис. 3e), что способствует трансформации гранатовых лерцолитов во флогопитовые верлиты и клинопироксен-флогопитовые породы (Kargin et al., 2017a, 2019). Rb-Sr изотопная система флогопита показывает, что минерал был в изотопно-геохимическом равновесии с расплавом, который по своим изотопным характеристикам был аналогичен кимберлитам трубки им. В. Гриба (Kargin et al., 2019).

5. Подъем новых порций кимберлитовых расплавов по метасоматизированному более ранними порциями расплава магматическому каналу способствует захвату мантийных ксенолитов и мегакристов с образованием обогащенных Ti краевых зон во флогопите, пироксене, а также формированию в мегакристах граната полифазных включений (Lebedeva et al., 2020b).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение особенностей состава граната, клинопироксена, ортопироксена, флогопита и ильменита из мантийных ксенолитов гранатовых перидотитов, ильменитовых перидотитов (дунитов), клинопироксен-флогопитовых пород, мегакристов этих минералов, а также изучение петрографических особенностей этих ксенолитов позволили установить взаимосвязь мантийного метасоматоза со щелочно-ультраосновными расплавами типа кимберлитов и проследить их эволюцию при формировании магматического канала.

1. Петрографические особенности образцов перидотитовых ксенолитов показывают, что мантийный метасоматоз деплетированных гранатовых гарцбургитов приводит к их геохимическому обогащению и преобразованию в гранатовые лер-

политы, флогопит-гранатовые верлиты и клинопироксен-флогопитовые породы. Данный процесс происходил незадолго до захвата этих ксенолитов кимберлитовыми расплавами.

2. Расчеты модельных составов расплавов, которые могли находиться в равновесии с гранатом и клинопироксеном из различных типов мантийных ксенолитов и мегакристов показывают, что деформированные лерцолиты в основании литосферной мантии испытали мантийный метасоматоз под воздействием кимберлитовых расплавов щелочно-карбонатно-силикатного состава или их аналогов, например расплавов типа айликитовых. Формирование высокотитанистых мегакристов граната и высокохромистых мегакристов клинопироксена в средней части литосферной мантии и основной объем лерцолитизации деплетированных гарцбургитов происходили в равновесии с кимберлитовыми расплавами, в которых возрастала доля силикатной компоненты, а также уменьшение Fe-Ti. Изменение состава равновесного расплава может быть связано с его взаимодействием с мантийными перидотитами во время прохождения/подъема расплава через них.

3. Значительные вариации содержания TiO_2 и значений величины Mg# в пироксенах, с образованием непрерывных трендов на бинарных диаграммах, могут свидетельствовать в пользу зависимости их состава от отношения метасоматического агента/литосферной мантии (флюид/порода), отражающего удаление от основного канала подъема метасоматизирующих расплавов.

4. Сходство состава мегакристов граната, клинопироксена, флогопита, ильменита с составами минералов из перидотитовых ксенолитов предполагает, что мегакристы являются либо дезинтегрированными фрагментами наиболее крупнозернистых разновидностей этих ксенолитов, либо формировались при тех же условиях, которые существовали при мантийном метасоматозе этих пород, либо кристаллизовались непосредственно из метасоматического агента.

Таким образом, литосферная мантия под ААП от ее основания (глубины около 180–210 км) до глубин, соответствующих давлению 3.5 ГПа (около 100–120 км), испытала интенсивный мантийный метасоматоз под воздействием щелочно-ультраосновных расплавов, которые могли быть кимберлитовыми по составу или их ранними порциями, отвечающими за формирование магматических каналов, по которым впоследствии поднимались основные порции кимберлитовых расплавов, достигая поверхности земли. В ходе взаимодействия расплава с литосферной мантией при формировании магматического канала происходит эволюция состава расплава от обогащенного P3Э, Ti, Fe и карбонатной компонентой протокимберлитовых расплавов к существенно силикат-

ным, ультраосновным кимберлитовым расплавам, обедненным Fe-Ti. Соотношение этих крайних составов может определяться степенью проработки мантийного канала, по которым поднимались исходные кимберлитовые расплавы.

Было установлено, что мантийные ксенолиты, обнаруженные среди кимберлитов трубки им. В. Гриба, были сформированы в несколько стадий мантийного метасоматоза, которые были связаны с несколькими импульсами прохождения кимберлитовых расплавов. При этом более поздние порции кимберлитовых расплавов могли взаимодействовать с литосферной мантией, испытавшей метасоматоз, при прохождении более ранних порций расплавов. Такая сложная история взаимодействия кимберлитовых/протокимберлитовых расплавов привела к формированию в нижней части литосферной мантии магматических каналов, стенки которых были максимално уравновешены с кимберлитовыми расплавами.

Несомненно, установленное в настоящей работе интенсивное преобразование литосферной мантии под воздействием кимберлитовых расплавов не было единственным эпизодом мантийного метасоматоза литосферной мантии, а часть ксенолитов из трубки им. В. Гриба, вынесенных за рамки настоящих исследований, позволяет предполагать более древний, чем кимберлитовый магматизм, мантийный метасоматоз (Шукина и др., 2015). Проведенное изучение Rb-Sr, Sm-Nd и кислородной изотопных систем минералов мантийных ксенолитов из кимберлитов трубки им. В. Гриба позволило установить возраст предшествующих этапов мантийного метасоматоза в литосфере Архангельской алмазоносной провинции. Возрасты этих этапов совпадают с неопротерозойскими тектоно-термальными событиями в Фенноскандии, проявленными в связи с распадом Родинии (610–550 млн лет) и эпизодом щелочного ультраосновного магматизма в Карелии и Восточной Финляндии ~1.2–1.0 млрд лет (Lebedeva et al., 2020a).

Благодарности. Автор благодарит И.С. Сагайдака и других сотрудников ТФГИ по СЗ ФО, г. Архангельск, руководство ОАО “Севералмаз” и лично А.С. Галкина, И.С. Зезина, А.Н. Гудина за разрешение и содействие в отборе образцов кимберлитов. Микроразондовые исследования ильменита выполнены благодаря Е.В. Ковальчук (ИГЕМ РАН). Автор признателен А.А. Носовой, Л.В. Сазоновой, В.В. Третьяченко, Н.М. Лебедевой за проведение совместных исследований, конструктивное обсуждение и критику данной работы. Автор также выражает признательность О.Г. Сафонову, А.А. Арзамасцеву и анонимному рецензенту, комментарии которых позволили качественно улучшить публикацию.

Источники финансирования. Исследования поддержаны грантом РФФ № 19-17-00024. Исследование парагенезиса высокотитанистых минералов из изученных мантийных ксенолитов были поддержаны грантом Президента Российской Федерации для государственной поддержки молодых российских ученых МК-57.2019.5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Арзамасцев А.А., Ву Ф.-Я.* U-Pb геохронология и изотопная (Sr, Nd) систематика минералов щелочно-ультраосновных массивов Кольской провинции // *Петрология*. 2014. Т. 22. № 5. С. 496–515. <https://doi.org/10.7868/S0869590314050021>
- Веричев Е.М., Саблуков С.М., Саблукова Л.И. и др.* Новый тип алмазоносных кимберлитов Зимнего берега (Архангельская алмазоносная провинция) // *Докл. АН*. 1999. Т. 368. № 2. С. 226–229.
- Веричев Е.М., Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П.* Геология, состав, условия образования и методика разведки месторождений алмазов – кимберлитовой трубки им. В. Гриба (Архангельская алмазоносная провинция) // *Геология рудн. месторождений*. 2003. Т. 45. № 5. С. 387–414.
- Голубева Ю.Ю., Первов В.А., Кононова В.А.* Петрогенезис автолитов из кимберлитовых брекчий трубки им. В. Гриба (Архангельская область) // *Докл. АН*. 2006. Т. 410. № 6. С. 789–794.
- Голубкова А.Б., Носова А.А., Ларионова Ю.О.* Мегакристы Mg-ильменита из кимберлитов Архангельской провинции (Россия): генезис и взаимодействие с кимберлитовым расплавом и посткимберлитовым флюидом // *Геохимия*. 2013. Т. 2013. № 5. С. 396–427. <https://doi.org/10.7868/S0016752513030035>
- Каргин А.В., Носова А.А., Сазонова Л.В. и др.* Состав ильменита как индикатор условий формирования промышленно-алмазоносных и безрудных кимберлитов Архангельской алмазоносной провинции // *Петрология*. 2020. Т. 28. № 4. С. 341–369. <https://doi.org/10.31857/S0869590320040056>
- Кононова В.А., Голубева Ю.Ю., Богатиков О.А. и др.* Алмазоносность кимберлитов Зимнебережного поля (Архангельская область) // *Геология рудн. месторождений*. 2007. Т. 49. № 6. С. 483–505.
- Костровицкий С.И., Соловьева Л.В., Яковлев Д.А. и др.* Кимберлиты и мегакристная ассоциация минералов, изотопно-геохимические исследования // *Петрология*. 2013. Т. 21. № 2. С. 143–162. <https://doi.org/10.7868/S0869590313020052>
- Ларионова Ю.О., Сазонова Л.В., Лебедева Н.М. и др.* Возраст кимберлитов Архангельской провинции: Rb-Sr, ⁴⁰Ar/³⁹Ar изотопно-геохимические и минералогические данные для флогопита // *Петрология*. 2016. Т. 24. № 4. С. 607–639. <https://doi.org/10.7868/S0869590316040026>
- Носова А.А., Дубинина Е.О., Сазонова Л.В. и др.* Геохимия и изотопный состав кислорода оливинов из кимберлитов Архангельской провинции (Россия): вклад мантийного метасоматоза // *Петрология*. 2017. Т. 25. № 2. С. 135–167. <https://doi.org/10.7868/S086959031701006X>
- Похиленко Н.П., Агашев А.М., Литасов К.Д. и др.* Взаимоотношение карбонатитового метасоматоза деплетированных перидотитов литосферной мантии с алмазобразованием и карбонатит-кимберлитовым магматизмом // *Геология и геофизика*. 2015. Т. 56. № 1. С. 361–383. <https://doi.org/10.15372/GiG20150120>
- Саблуков С.М., Саблкова Л.И., Шавырина М.В.* Мантийные ксенолиты из кимберлитовых месторождений округлых алмазов Зимнебережного района, Архангельская алмазоносная провинция // *Петрология*. 2000. Т. 8. № 5. С. 518–548.
- Саблуков С.М., Саблкова Л.И., Гриффин В.Л.* Распределение редких элементов в глубинных минералах кимберлитов как признак плюмовых процессов на Севере Русской платформы // *Глубинный магматизм, его источники и плюмы. IX Международный семинар*. Под ред. Н.В. Владыкина. Миасс, Иркутск: Ин-т географии СО РАН, 2009. С. 135–170.
- Сазонова Л.В., Носова А.А., Каргин А.В. и др.* Оливин кимберлитов трубок Пионерская и им. В. Гриба (Архангельская алмазоносная провинция): типы, состав, происхождение // *Петрология*. 2015. Т. 23. № 3. С. 251–284. <https://doi.org/10.7868/S086959031503005X>
- Соловьева Л.В., Костровицкий С.И., Калашникова Т.В. и др.* Природа флогопит-ильменитовых и ильменитовых парагенезисов в мантийных ксенолитах из трубки Удачная // *Докл. АН*. 2019. Т. 486. № 2. С. 223–227. <https://doi.org/10.31857/S0869-56524862223-227>
- Третьяченко В.В.* Литолого-фациальная характеристика и палеогеографические условия формирования раннекаменноугольных промежуточных коллекторов Зимнебережного алмазоносного района // *Проблемы прогнозирования и поисков месторождений алмазов на закрытых территориях: материалы конференции, посвященной 40-летию ЯНИГП ЦНИГРИ АК “АЛРОСА”*. Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 2008. С. 125–131.
- Шукина Е.В., Агашев А.М., Костровицкий С.И. и др.* Метасоматические изменения литосферной мантии в районе кимберлитовой трубки им. В. Гриба, Архангельская алмазоносная провинция // *Геология и геофизика*. 2015. Т. 56. № 12. С. 2153–2172. <https://doi.org/10.15372/GiG20151204>
- Afanasiev V.P., Ashchepkov I.V., Verzhak V.V. et al.* P-T conditions and trace element variations of picroilmenites and pyropes from placers and kimberlites in the Arkhangelsk region, NW Russia // *J. Asian Earth Sci.* 2013. V. 70–71. № 1. P. 45–63. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2013.03.002>
- Becker M., Roex A.P. Le.* Geochemistry of South African on- and off-craton, group I and group II kimberlites: Petrogenesis and source region evolution // *J. Petrol.* 2006. V. 47. № 4. P. 673–703. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi089>
- Bogdanova S.V., Gorbatshev R., Garetsky R.G.* EUROPE|East European Craton // *Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences*. Amsterdam: Elsevier, 2016. P. 1–18.
- Boyd F.R., Pokhilenko N.P., Pearson D.G. et al.* Composition of the Siberian cratonic mantle: evidence from Udachnaya peridotite xenoliths // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1997.

- V. 128. № 2–3. P. 228–246.
<https://doi.org/10.1007/s004100050305>
- Brey G.P., Köhler T.* Geothermobarometry in four-phase lherzolites, II: New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers // *J. Petrol.* 1990. V. 31. № 6. P. 1353–1378.
<https://doi.org/10.1093/petrology/31.6.1353>
- Burgess S.R., Harte B.* Tracing lithosphere evolution through the analysis of heterogeneous G9–G10 garnets in peridotite xenoliths, II: REE chemistry // *J. Petrol.* 2004. V. 45. № 3. P. 609–633.
<https://doi.org/10.1093/petrology/egg095>
- Bussweiler Y., Stone R.S., Pearson D.G. et al.* The evolution of calcite-bearing kimberlites by melt-rock reaction: evidence from polymineralic inclusions within clinopyroxene and garnet megacrysts from Lac de Gras kimberlites, Canada // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2016. V. 171. № 7. P. 1–25.
<https://doi.org/10.1007/s00410-016-1275-3>
- Bussweiler Y., Pearson D.G., Stachel T. et al.* Cr-rich megacrysts of clinopyroxene and garnet from Lac de Gras kimberlites, Slave Craton, Canada – implications for the origin of clinopyroxene and garnet in cratonic lherzolites // *Mineral. Petrol.* 2018. V. 112. № S2. P. 583–596.
<https://doi.org/10.1007/s00710-018-0599-2>
- Carswell D.A.* Primary and secondary phlogopites and clinopyroxenes in garnet lherzolite xenoliths // *International Conference on Kimberlites (Extended Abstracts)*. Eds. A.J. Ahrean, L.H., Duncan, A.R., Erlank. Cape Town, South Africa. Oxford: Pergamon Press, 1973. P. 417–429.
- Castillo-Oliver M., Melgarejo J.C., Galí S. et al.* Use and misuse of Mg- and Mn-rich ilmenite in diamond exploration: A petrographic and trace element approach // *Lithos.* 2017. V. 292–293. P. 348–363.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.09.021>
- Dasgupta R., Hirschmann M.M., McDonough W.F. et al.* Trace element partitioning between garnet lherzolite and carbonatite at 6.6 and 8.6 GPa with applications to the geochemistry of the mantle and of mantle-derived melts // *Chem. Geol.* 2009. V. 262. № 1–2. P. 57–77.
<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.02.004>
- Fitzpayne A., Giuliani A., Hergt J. et al.* New geochemical constraints on the origins of MARID and PIC rocks: Implications for mantle metasomatism and mantle-derived potassic magmatism // *Lithos.* 2018a. V. 318–319. P. 478–493.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.08.036>
- Fitzpayne A., Giuliani A., Phillips D. et al.* Kimberlite-related metasomatism recorded in MARID and PIC mantle xenoliths // *Mineral. Petrol.* 2018b. P. 1–14.
<https://doi.org/10.1007/s00710-018-0573-z>
- Fitzpayne A., Giuliani A., Hergt J. et al.* Isotopic analyses of clinopyroxenes demonstrate the effects of kimberlite melt metasomatism upon the lithospheric mantle // *Lithos.* 2020. V. 370–371. P. 105595.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105595>
- Foley S.F.* Vein-plus-wall-rock melting mechanisms in the lithosphere and the origin of potassic alkaline magmas // *Lithos.* 1992. V. 28. № 3–6. P. 435–453.
[https://doi.org/10.1016/0024-4937\(92\)90018-T](https://doi.org/10.1016/0024-4937(92)90018-T)
- Giuliani A., Kamenetsky V.S., Kendrick M.A.A. et al.* Oxide, sulphide and carbonate minerals in a mantle polymict breccia: Metasomatism by proto-kimberlite magmas, and relationship to the kimberlite megacrystic suite // *Chem. Geol.* 2013. V. 353. P. 4–18.
<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.09.025>
- Giuliani A., Phillips D., Kamenetsky V.S. et al.* Petrogenesis of mantle polymict breccias: Insights into mantle processes coeval with kimberlite magmatism // *J. Petrol.* 2014. V. 55. № 4. P. 831–858.
<https://doi.org/10.1093/petrology/egu008>
- Giuliani A., Phillips D., Kamenetsky V.S. et al.* Constraints on kimberlite ascent mechanisms revealed by phlogopite compositions in kimberlites and mantle xenoliths // *Lithos.* 2016. V. 240–243. P. 189–201.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.11.013>
- Giuliani A., Pearson D.G., Soltys A. et al.* Kimberlite genesis from a common carbonate-rich primary melt modified by lithospheric mantle assimilation // *Sci. Adv.* 2020. V. 6. № 17. P. eaaz0424.
<https://doi.org/10.1126/sciadv.aaz0424>
- Grassi D., Schmidt M.W.* The melting of carbonated pelites from 70 to 700 km depth // *J. Petrol.* 2011. V. 52. № 4. P. 765–789.
<https://doi.org/10.1093/petrology/egr002>
- Gregoire M., Bell D.R., Roex A.P. Le.* Trace element geochemistry of phlogopite-rich mafic mantle xenoliths: their classification and their relationship to phlogopite-bearing peridotites and kimberlites revisited // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2002. V. 142. P. 603–625.
<https://doi.org/10.1007/s00410-001-0315-8>
- Gregoire M., Bell D.R., Roex A.P. Le.* Garnet lherzolites from the Kaapvaal craton (South Africa): Trace element evidence for a metasomatic history // *J. Petrol.* 2003. V. 44. № 4. P. 629–657.
<https://doi.org/10.1093/petrology/44.4.629>
- Griffin W.L., Shee S.R., Ryan C.G. et al.* Harzburgite to lherzolite and back again: Metasomatic processes in ultramafic xenoliths from the Wesselton kimberlite, Kimberley, South Africa // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1999. V. 134. № 2–3. P. 232–250.
<https://doi.org/10.1007/s004100050481>
- Grütter H.S., Gurney J.J., Menzies A.H. et al.* An updated classification scheme for mantle-derived garnet, for use by diamond explorers // *Lithos.* 2004. V. 77. № 1–4. Spec. Iss. P. 841–857.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.04.012>
- Harte B.* Mantle peridotites and processes the kimberlite samples // *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Eds. C. Hawkesworth, M. Norry. Nantwich, Cheshire, UK: Shiva Publishing Ltd., 1983. P. 46–91.
- Howarth G.H., Barry P.H., Pernet-Fisher J.F. et al.* Superplume metasomatism: Evidence from Siberian mantle xenoliths // *Lithos.* 2014. V. 184–187. P. 209–224.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.09.006>
- Ionov D.A., Chazot G., Chauvel C. et al.* Trace element distribution in peridotite xenoliths from Tok, SE Siberian craton: A record of pervasive, multi-stage metasomatism in shallow refractory mantle // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2006. V. 70. № 5. P. 1231–1260.
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2005.11.010>
- Ionov D.A., Doucet L.S., Ashchepkov I.V.* Composition of the lithospheric mantle in the siberian craton: New constraints from fresh peridotites in the Udachnaya-East kimberlite // *J. Petrol.* 2010. V. 51. № 11. P. 2177–2210.
<https://doi.org/10.1093/petrology/egq053>

- Ionov D.A., Carlson R.W., Doucet L.S. et al.* The age and history of the lithospheric mantle of the Siberian craton: Re-Os and PGE study of peridotite xenoliths from the Obnazhennaya kimberlite // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2015. V. 428. P. 108–119.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.07.007>
- Ionov D.A., Doucet L.S., Xu Y. et al.* Reworking of Archean mantle in the NE Siberian craton by carbonatite and silicate melt metasomatism: Evidence from a carbonate-bearing, dunite-to-websterite xenolith suite from the Obnazhennaya kimberlite // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2018. V. 224. № 2018. P. 132–153.
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2017.12.028>
- Ionov D.A., Liu Z., Li J. et al.* The age and origin of cratonic lithospheric mantle: Archean dunites vs. Paleoproterozoic harzburgites from the Udachnaya kimberlite, Siberian craton // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2020. V. 281. P. 67–90.
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2020.05.009>
- Johnson K.T.M.* Experimental determination of partition coefficients for rare earth and high-field-strength elements between clinopyroxene, garnet, and basaltic melt at high pressures // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1998. V. 133. № 1–2. P. 60–68.
<https://doi.org/10.1007/s004100050437>
- Kamenetsky V.S., Golovin A.V., Maas R. et al.* Towards a new model for kimberlite petrogenesis: Evidence from unaltered kimberlites and mantle minerals // *Earth Sci. Rev.* 2014. V. 139. P. 145–167.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.09.004>
- Kamenetsky V.S., Yaxley G.M.* Carbonate-silicate liquid immiscibility in the mantle propels kimberlite magma ascent // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2015. V. 158. P. 48–56.
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2015.03.004>
- Kamenetsky V.S.* Comment on: “The ascent of kimberlite: Insights from olivine” by R.C. Brett et al. [*Earth Planet. Sci. Lett.* 424 (2015) 119–131] // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2016. V. 440. P. 187–189.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.02.014>
- Kargin A.V., Sazonova L.V., Nosova A.A. et al.* Composition of garnet and clinopyroxene in peridotite xenoliths from the Grib kimberlite pipe, Arkhangelsk diamond province, Russia: Evidence for mantle metasomatism associated with kimberlite melts // *Lithos.* 2016. V. 262. P. 442–455.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.07.015>
- Kargin A.V., Sazonova L.V., Nosova A.A. et al.* Cr-rich clinopyroxene megacrysts from the Grib kimberlite, Arkhangelsk province, Russia: Relation to clinopyroxene–phlogopite xenoliths and evidence for mantle metasomatism by kimberlite melts // *Lithos.* 2017a. V. 292–293. P. 34–48.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.08.018>
- Kargin A.V., Sazonova L.V., Nosova A.A. et al.* Sheared peridotite xenolith from the V. Grib kimberlite pipe, Arkhangelsk Diamond Province, Russia: Texture, composition, and origin // *Geosci. Front.* 2017b. V. 8. № 4. P. 653–669.
<https://doi.org/10.1016/j.gsf.2016.03.001>
- Kargin A.V., Sazonova L.V., Nosova A.A. et al.* Phlogopite in mantle xenoliths and kimberlite from the Grib pipe, Arkhangelsk province, Russia: Evidence for multi-stage mantle metasomatism and origin of phlogopite in kimberlite // *Geosci. Front.* 2019. V. 10. № 5. P. 1941–1959.
<https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.12.006>
- Kopylova M.G., Matveev S., Raudsepp M.* Searching for parental kimberlite melt // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2007. V. 71. № 14. P. 3616–3629.
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2007.05.009>
- Kopylova M.G.M.G., Nowell G.M., Pearson D.G. et al.* Crystallization of megacrysts from protokimberlitic fluids: Geochemical evidence from high-Cr megacrysts in the Jericho kimberlite // *Lithos.* 2009. V. 112. April 2009. P. 284–295.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.06.008>
- Kostrovitsky S.I., Malkovets V.G., Verichev E.M. et al.* Megacrysts from the Grib kimberlite pipe (Arkhangelsk Province, Russia) // *Lithos.* 2004. V. 77. № 1–4. Spec. Iss. P. 511–523.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.03.014>
- Lazarov M., Brey G.P., Weyer S.* Time steps of depletion and enrichment in the Kaapvaal craton as recorded by subcalcic garnets from Finsch (SA) // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2009. V. 279. № 1–2. P. 1–10.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.12.015>
- Lebedeva N.M., Nosova A.A., Kargin A.V. et al.* Sr-Nd-O isotopic evidence of variable sources of mantle metasomatism in the subcratonic lithospheric mantle beneath the Grib kimberlite, northwestern Russia // *Lithos.* 2020a. V. 376–377. P. 105779.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105779>
- Lebedeva N.M., Nosova A.A., Kargin A.V. et al.* Evolution of kimberlite melt as inferred from inclusions in garnet megacrysts in the Grib kimberlite (Arkhangelsk Region, Russia) // *Mineral. Petrol.* 2020b.
<https://doi.org/10.1007/s00710-020-00704-0>
- MacGregor I.D.* The system MgO-Al₂O₃-SiO₂: Solubility of Al₂O₃ in for spinel and garnet peridotite compositions // *Amer. Mineral.* 1974. V. 59. P. 110–119.
- Mahotkin I.L., Gibson S.A., Thompson R.N. et al.* Late Devonian Diamondiferous Kimberlite and Alkaline Picrite (Proto-kimberlite?) Magmatism in the Arkhangelsk Region, NW Russia // *J. Petrol.* 2000. V. 41. № 2. P. 201–227.
<https://doi.org/10.1093/petrology/41.2.201>
- McDonough W.F., Sun S.S.* The composition of the Earth // *Chem. Geol.* 1995. V. 120. № 3–4. P. 223–253.
[https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
- Mitchell R.H.* Kimberlites, orangeites, and related rocks. Boston, MA: Springer US, 1995. 410 p.
- Moore A.E., Belousova E.* Crystallization of Cr-poor and Cr-rich megacryst suites from the host kimberlite magma: Implications for mantle structure and the generation of kimberlite magmas // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2005. V. 149. № 4. P. 462–481.
<https://doi.org/10.1007/s00410-005-0663-x>
- Moore A.E., Lock N.P.* The origin of mantle-derived megacrysts and sheared peridotites-evidence from kimberlites in the northern Lesotho – Orange Free State (South Africa) and Botswana pipe clusters // *South African J. Geol.* 2001. V. 104. № 1. P. 23–38.
<https://doi.org/10.2113/104.1.23>
- Moore R.O., Griffin W.L., Gurney J.J. et al.* Trace element geochemistry of ilmenite megacrysts from the Monastery kimberlite, South Africa // *Lithos.* 1992. V. 29. № 1–2. P. 1–18.
[https://doi.org/10.1016/0024-4937\(92\)90031-S](https://doi.org/10.1016/0024-4937(92)90031-S)
- Nickel K.G., Green D.H.* Empirical geothermobarometry for garnet peridotites and implications for the nature of the lithosphere, kimberlites and diamonds // *Earth Planet. Sci.*

- Lett. 1985. V. 73. № 1. P. 158–170.
[https://doi.org/10.1016/0012-821X\(85\)90043-3](https://doi.org/10.1016/0012-821X(85)90043-3)
- Nimis P., Grütter H.S.* Internally consistent geothermometers for garnet peridotites and pyroxenites // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2010. V. 159. № 3. P. 411–427.
<https://doi.org/10.1007/s00410-009-0455-9>
- Nimis P., Taylor W.R.* Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2000. V. 139. № 5. P. 541–554.
<https://doi.org/10.1007/s004100000156>
- Nimis P., Zanetti A., Dencker I. et al.* Major and trace element composition of chromian diopsides from the Zagadochnaya kimberlite (Yakutia, Russia): Metasomatic processes, thermobarometry and diamond potential // *Lithos.* 2009. V. 112. № 3–4. P. 397–412.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.03.038>
- Nosova A.A., Sazonova L.V., Narkisova V.V. et al.* Minor elements in clinopyroxene from paleozoic volcanics of the Tagil Island Arc in the Central Urals // *Geochemistry.* 2002. V. 40. № 3. P. 219–233.
- O'Reilly S.Y., Griffin W.L.* Mantle Metasomatism // *Metasomatism and the Chemical Transformation of Rock SE-8.* Eds. D.E. Harlov, A. Håkon. Berlin, Heidelberg: Springer, 2013. P. 471–533.
- Pivin M., Féménias O., Demaiffe D.* Metasomatic mantle origin for Mbuji-Mayi and Kundelungu garnet and clinopyroxene megacrysts (Democratic Republic of Congo) // *Lithos.* 2009. V. 112. P. 951–960.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.03.050>
- Pokhilenko N.P.* Polymict breccia xenoliths: Evidence for the complex character of kimberlite formation // *Lithos.* 2009. V. 112. P. 934–941.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.06.019>
- Pollack H.N., Chapman D.S.* On the regional variation of heat flow, geotherms, and lithospheric thickness // *Tectonophysics.* 1977. V. 38. № 3–4. P. 279–296.
[https://doi.org/10.1016/0040-1951\(77\)90215-3](https://doi.org/10.1016/0040-1951(77)90215-3)
- Price S.E., Russell J.K., Kopylova M.G.* Primitive Magma From the Jericho Pipe, N.W.T., Canada: Constraints on Primary Kimberlite Melt Chemistry // *J. Petrol.* 2000. V. 41. № 6. P. 789–808.
<https://doi.org/10.1093/petrology/41.6.789>
- Russell J.K., Porritt L.A., Lavallée Y. et al.* Kimberlite ascent by assimilation-fuelled buoyancy // *Nature.* 2012. V. 481. № 7381. P. 352–356.
<https://doi.org/10.1038/nature10740>
- Sablukov S.M., Sablukova L.I.* Asthenospheric effect on the mantle substrate and diversity of kimberlite rocks in Zimni Bereg (Arkhangelsk province) // 9th International Kimberlite Conference. Frankfurt. 2008. P. 9IKC-A-00162.
- Sablukova L., Sablukov S., Verichev E. et al.* Mantle xenoliths of the Grib pipe, Zimny Bereg Area, Russia // 8th International Kimberlite Conference. 2004. P. FLA_0060: 1–5 p.
- Shchukina E.V., Agashev A.M., Pokhilenko N.P.* Metasomatic origin of garnet xenocrysts from the V. Grib kimberlite pipe, Arkhangelsk region, NW Russia // *Geosci. Front.* 2017. V. 8. № 4. P. 641–651.
<https://doi.org/10.1016/j.gsf.2016.08.005>
- Sobolev N.V.* Deep-seated inclusions in kimberlites and the problem of the composition of the upper mantle // *Amer. Geophys. Union, Washington.* 1977. 279 p.
- Solov'eva L.V., Lavrentev Y.G., Egorov K.N. et al.* The genetic relationship of the deformed peridotites and garnet megacrysts from kimberlites with asthenospheric melts // *Russ. Geol. Geophys.* 2008. V. 49. № 4. P. 207–224.
<https://doi.org/10.1016/j.rgg.2007.09.008>
- Soltys A., Giuliani A., Phillips D.* A new approach to reconstructing the composition and evolution of kimberlite melts: A case study of the archetypal Bultfontein kimberlite (Kimberley, South Africa) // *Lithos.* 2018. V. 304–307. № 2018. P. 1–15.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.01.027>
- Stamm N., Schmidt M.W.* Asthenospheric kimberlites: Volatile contents and bulk compositions at 7 GPa // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2017. V. 474. P. 309–321.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.06.037>
- Sun J., Liu C.Z., Tappe S. et al.* Repeated kimberlite magmatism beneath Yakutia and its relationship to Siberian flood volcanism: Insights from *in situ* U-Pb and Sr-Nd perovskite isotope analysis // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2014. V. 404. P. 283–295.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.07.039>
- Tappe S., Pearson D.G., Nowell G. et al.* A fresh isotopic look at Greenland kimberlites: Cratonic mantle lithosphere imprint on deep source signal // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2011. V. 305. № 1–2. P. 235–248.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.03.005>
- Tappe S., Brand N.B., Stracke A. et al.* Plates or plumes in the origin of kimberlites: U/Pb perovskite and Sr–Nd–Hf–Os–C–O isotope constraints from the Superior craton (Canada) // *Chem. Geol.* 2016. V. 455. October. P. 57–83.
<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.08.019>
- Taylor W.R.* An experimental test of some geothermometer and geobarometer formulations for upper mantle peridotites with application to the thermobarometry of fertile Iherzolite and garnet websterite // *N. Jb. Min. Abh.* 1998. V. 172. № 2–3. P. 381–408.
<https://doi.org/10.1127/njma/172/1998/381>
- Yaxley G.M., Green D.H., Kamenetsky V.S.* Carbonatite metasomatism in the southeastern Australian lithosphere // *J. Petrol.* 1998. V. 39. № 11–12. P. 1917–1930.
<https://doi.org/10.1093/petroj/39.11-12.1917>
- Yaxley G.M., Berry A.J., Rosenthal A. et al.* Redox preconditioning deep cratonic lithosphere for kimberlite genesis – evidence from the central Slave craton // *Sci. Rep.* 2017. V. 7. № 1. P. 30.
<https://doi.org/10.1038/s41598-017-00049-3>
- Zibera L., Nimis P., Zanetti A. et al.* Metasomatic processes in the Central Siberian cratonic mantle: Evidence from Garnet Xenocrysts from the Zagadochnaya Kimberlite // *J. Petrol.* 2013. V. 54. № 11. P. 2379–2409.
<https://doi.org/10.1093/petrology/egt051>

Multistage Mantle Metasomatism During the Generation of Kimberlite Melts: Evidence from Mantle Xenoliths and Megacrysts of the Grib Kimberlite, Arkhangelsk, Russia

A. V. Kargin^{1,2}

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

²*Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry of Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

In this contribution, a model for mantle metasomatism and megacryst generation, including the evolution of kimberlite melts is presented. Major and trace element compositions of garnet, clinopyroxene, orthopyroxene, phlogopite and ilmenite from mantle-derived xenoliths of garnet peridotite (both lherzolite and harzburgite), ilmenite-bearing peridotite or clinopyroxene-phlogopite rock, as well as megacrysts of these minerals from the Grib kimberlite, Arkhangelsk diamond province, Russia have been analyzed. The lithospheric mantle beneath the study area at a depth of ~100–120 km (corresponding to a pressure of 35 kbar) experienced extensive metasomatism along the main kimberlite melt channel. Petrography of the peridotite xenoliths indicates progressive refertilisation of depleted harzburgite into garnet lherzolite, phlogopite-garnet wehrlite and clinopyroxene-phlogopite rocks. Metasomatic refertilisation occurred shortly before xenolith capture by the kimberlite melt. The model melt compositions calculated from garnet-clinopyroxene equilibria in different types of xenoliths and megacrysts show that alkaline-carbonate-ultramafic kimberlite melt acted as the metasomatic agent in the sheared peridotite at the base of the lithospheric mantle. High-Ti garnet and high-Cr clinopyroxene megacrysts, as well as the main volume of garnet lherzolite xenoliths, formed in geochemical equilibrium with the kimberlite melt, characterised by increasing silicate components and fractionation of Fe-Ti phases. The increasing silicate components in the melt could be due to the interactions of carbonate-rich protokimberlite melts with the surrounding lithospheric mantle. The similarities in the compositions of megacrysts of garnet, clinopyroxene, phlogopite, ilmenite and peridotite in the Grib kimberlite suggest that these megacrysts are disintegrated fragments of metasomatised garnet lherzolite, ilmenite-bearing peridotite and clinopyroxene-phlogopite mantle rocks or the megacrysts formed under similar conditions that these xenoliths or directly crystallised from metasomatic melts.

Keywords: Arkhangelsk diamond province, kimberlite, mantle metasomatism, megacrysts

УДК 552.4:55(1/9)

РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ВЫСОКО- И УЛЬТРАВЫСОКОБАРИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА: ВОЗРАСТ, УСЛОВИЯ И МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ

© 2021 г. А. В. Скобленко^а*, К. Е. Дегтярев^а

^аГеологический институт РАН, Москва, Россия

*e-mail: an.pilitsyna@gmail.com

Поступила в редакцию 26.08.2020 г.

После доработки 11.10.2020 г.

Принята к публикации 07.11.2020 г.

В структуре западной части Центрально-Азиатского орогенного пояса, включающей складчатые сооружения Казахстана, Кыргызстана и северо-западной части Китая, выделяются крупные докембрийские сиалические массивы, которые обрамляются палеозойскими интенсивно дислоцированными офиолитами, островодужными и флишевыми комплексами. В строении фундамента докембрийских массивов принимают участие различные метаморфические комплексы, при этом некоторые из них испытали метаморфизм высоких и сверхвысоких давлений в раннем палеозое (~480–530 млн лет). К таким комплексам относятся зерендинская серия Кокчетавского массива в Северном Казахстане, акджонская серия Иссыккульского массива в Северном Тянь-Шане, актюзский, кеминский и кояндинский комплексы Чуйско-Кендыктасского и Жельтавского массивов в Южном Казахстане, кассанская серия Ишим-Нарынского массива в Среднем Тянь-Шане. Представлен обзор результатов изучения особенностей состава, строения и метаморфической эволюции высоко- и ультравысокобарических образований, а также пород умеренных ступеней, входящих в состав этих комплексов. В ходе исследований, проводившихся в течение последних тридцати лет, были получены многочисленные *P-T* оценки параметров формирования пород на пике метаморфизма, а также на регрессивной и в редких случаях прогрессивной стадиях. Для большей части изученных высоко- и ультравысокобарических пород получены оценки возраста, соответствующие времени проявления пикового или околопикового этапа метаморфизма, а иногда и более поздних этапов диафореза. Рассмотрены проблемы, возникающие при построении геодинамических моделей формирования (ультра-) высокобарических комплексов различных массивов западной части Центрально-Азиатского пояса. Показано, что для построения обоснованных моделей необходима более детальная информация о составах, возрастах, обстановках формирования протолитов ключевых разностей (ультра-) высокобарических пород и комплексов умеренных давлений, а также образований палеозойских структурно-формационных зон, обрамляющих докембрийские массивы.

Ключевые слова: высокобарический метаморфизм, Центрально-Азиатский орогенный пояс, эклогиты, геохронология, *P-T* параметры, протолиты, геодинамика, Казахстан, Тянь-Шань

DOI: 10.31857/S0869590321030043

ВВЕДЕНИЕ

В последние десятилетия метаморфические комплексы, содержащие высокобарические и ультравысокобарические образования, являются одними из ключевых объектов исследований по всему миру (например, комплексы Дабэ-Сулу, Китай; Богемский массив, Чехия; высокобарические комплексы Западной Норвегии; Армориканский массив, Франция и т.д. (Medaris et al., 1995; Cong, Wang, 1999; Root et al., 2005; Kotková, 2007; Ballèvre et al., 2009)). Образование подобных комплексов принято связывать с субдукцией фрагментов океанической или утоненной континен-

тальной литосферы на значительные глубины (более 50 км) и их последующей эксгумацией, обусловленной различными тектоническими сценариями. В зависимости от состава протолита в процессе метаморфических преобразований в условиях высоких и сверхвысоких давлений формируются гранатовые и шпинелевые перидотиты, эклогиты, кианит-гранатовые гнейсы и т.д. Структурно-вещественные комплексы, находящиеся в ассоциации с (ультра-) высокобарическими породами, могут быть представлены образованиями различного состава и ступеней метаморфизма, что связано с вовлечением в процессы субдукции и эксгумации

пород с разных глубинных уровней (Maquyama et al., 1996; Ernst et al., 2007). Следовательно, выявление метаморфических комплексов, содержащих породы (ультра-) высокобарического происхождения, восстановление их *P-T-t* эволюции, анализ химического и минерального составов пород и выводы об обстоятельствах формирования их протолитов, а также выделение ключевых особенностей метаморфических пород, ассоциирующих с (ультра-) высокобарическими образованиями, и установление их соотношений позволяют значительно увеличить достоверность геодинамических реконструкций в изучаемом регионе.

Центрально-Азиатский орогенный пояс представляет собой одну из крупнейших структур Евразии, сформированную в процессе эволюции Палеоазиатского океана в течение позднего неопротерозоя—раннего мезозоя (рис. 1а). Для западной части пояса, включающей складчатые сооружения Казахстана, Кыргызстана и северо-западной части Китая, характерно присутствие крупных массивов с докембрийской континентальной корой, которые обрамляются интенсивно дислоцированными палеозойскими образованиями, в состав которых входят офиолиты, островодужные и флишевые комплексы (Degtyarev et al., 2017; Ярмолюк, Дегтярев, 2019) (рис. 1б). В строении докембрийских массивов выделяются фундамент, сложенный протерозойскими в различной степени метаморфизованными магматическими и осадочными комплексами, и слабометаморфизованный терригенно-карбонатный чехол, формирование которого происходило в течение эдиакария—раннего палеозоя (Degtyarev et al., 2017).

Метаморфические образования высоких и сверхвысоких давлений, которые включаются в состав комплексов фундамента массивов, традиционно рассматривались в качестве древнейших и относились к архею—нижнему протерозою (Недовизин, 1963; Абдулин и др., 1980; Козаков, 1993). Во многих случаях среди метаморфических пород фундамента отмечались эклогиты, гранатовые амфиболиты, гранат-сланцевые гнейсы и сланцы, вопросы генезиса которых оставались дискуссионными (Абдулкабирова, 1946; Ефимов, 1962; Соболев, 1977; Кушев, Виноградов, 1978; Ефимов и др., 1983; Добрецов и др., 1989; Козаков, 1993). В последние десятилетия высоко- и ультравысокобарические образования изучались в пределах многих докембрийских массивов в западной части Центрально-Азиатского пояса. Было установлено, что пик метаморфизма этих пород в пределах Кокчетавского, Иссыккульского (Северо-Тяньшаньского), Чуйско-Кендыктасского, Жельтавского и Ишим-Нарынского (Ишим-Срединно-Тяньшаньского) массивов приходится на кембрий—ранний ордовик (Tagiri et al., 1995; Shatsky et al., 1999; Zhang et al., 1997; Okamoto et al., 2000; Katayama et al., 2001; Togonbaeva et al., 2009; Orozbaev et al., 2010;

Kröner et al., 2012; Meyer et al., 2013; Rojas-Agramonte et al., 2013; Klemd et al., 2014 и др.). Находки микровключений алмаза и коэсита в минералах метаморфических пород Кокчетавского и Иссыккульского массивов (Розен и др., 1972; Soboлев, Shatsky, 1990; Tagiri et al., 1995; Корсаков и др., 1998; Korsakov et al., 2007 и др.) совместно с другими минералого-петрологическими и микроструктурными признаками, а также новые геохронологические данные позволили утверждать, что формирование подобных образований связано с субдукцией различных горизонтов континентальной коры на глубины до 120 км и последующим выведением высоко- и ультравысокобарических пород на более высокие гипсометрические уровни. Было установлено, что высокобарические комплексы характеризуются длительной коровой предысторией, которая предполагает вовлечение докембрийских образований в раннепалеозойские субдукционные и коллизионные процессы (Shatsky et al., 1999; Kröner et al., 2007, 2012; Konopelko et al., 2012; Дегтярев и др., 2014; Rojas-Agramonte et al., 2014; Третьяков и др., 2016; Degtyarev et al., 2017).

В рамках обзорной статьи приводятся наиболее заметные результаты структурно-геологических, минералого-петрографических, изотопно-геохимических и геохронологических исследований раннепалеозойских высоко- и ультравысокобарических комплексов западной части Центрально-Азиатского орогенного пояса, проведенных за более чем тридцатилетний период (табл. 1).

КОКЧЕТАВСКИЙ МАССИВ

Кокчетавский массив, расположенный в Северном Казахстане, является одним из крупнейших блоков палеозойской западной части Центрально-Азиатского пояса, в строении которых участвуют преимущественно позднедокембрийские метамагматические и метаосадочные комплексы. С запада, востока и юга массив обрамляется различными зонами, сложенными нижнепалеозойскими вулканогенно-осадочными образованиями. С севера комплексы Кокчетавского массива перекрываются мезозойско-кайнозойскими осадочными толщами чехла Западно-Сибирской плиты. Значительную роль в строении Кокчетавского массива играют крупные плутоны ранне-среднепалеозойских гранитов и гранодиоритов, прорывающих все более древние образования (рис. 2).

Среди позднедокембрийских комплексов Кокчетавского массива наиболее распространены в различной степени милонитизированные ортогнейсы и гнейсо-граниты с возрастом протолита около 1170—1140 млн лет, входящие в состав зерендинской серии. Sm-Nd и Lu-Hf изотопные характеристики этих пород указывают на их формирование в результате переработки комплексов раннедокембрийской

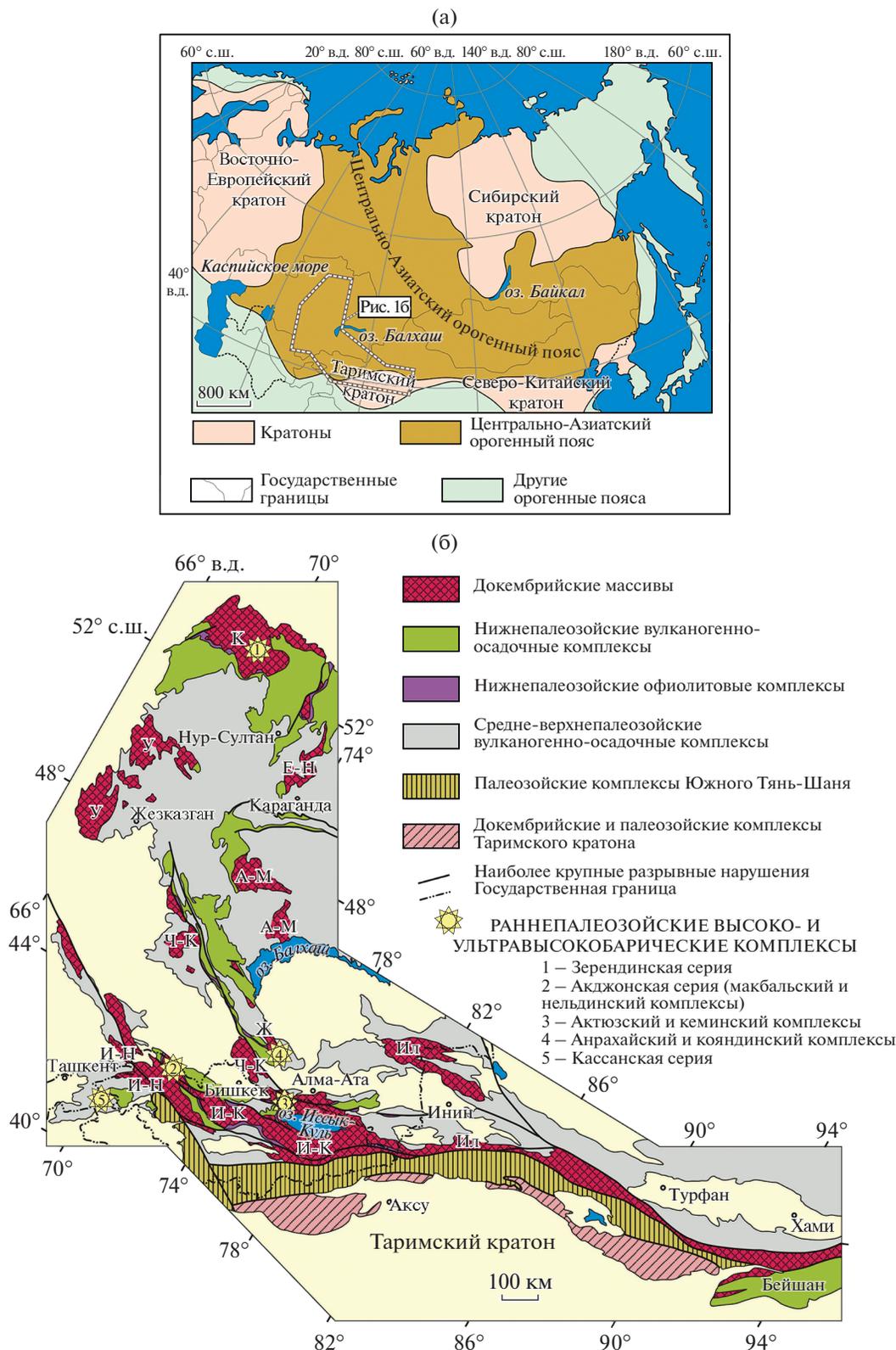


Рис. 1. (а) Положение Центрально-Азиатского орогенного пояса в Северной Евразии. (б) Схема распределения докембрийских массивов в западной части Центрально-Азиатского орогенного пояса (Degtyarev et al., 2017): К – Кокчетавский, Е-Н – Ерементав-Ниязский, У – Улутауский, Ж – Жельтавский, И-К – Исык-кульский, А-М – Актау-Моинтинский, Ч-К – Чуйско-Кендыктасский, И-Н – Ишим-Нарынский, Ил – Илийский.

Таблица 1. Данные по *P-T* параметрам формирования, времени проявления высоко- и ультравысокобарического метаморфизма и более поздних этапов, а также составам протолитов для метаморфических пород Кокчетавского, Иссыккульского, Чуйско-Кендыктасского, Жельтавского и Ишим-Нарынского массивов (западный сегмент Центрально-Азиатского орогенного пояса)

Массив	Серия	Участок/комплекс	Тип породы	<i>P-T</i> параметры пика метаморфизма	<i>P-T</i> параметры регрессивных этапов метаморфизма
Кокчетавский (рис. 2)	Западная область	Участок Барчи-Коль	Эклогиты	27–40 кбар; 700–950°C	
			Гранатовые амфиболиты с <i>Cpx</i>	12–14 кбар; 700–815°C	
			Гранатовые амфиболиты	12 кбар; 700°C	
			Эпидиотовые амфиболиты	8.6 кбар; 500°C	
			Алмазодержащие <i>Grt-Vt</i> гнейсы и карбонатно-силикатные породы	>40 кбар; 950–1000°C	10–12 кбар; 650–800°C
			Козситодержащие <i>Ky-Grt</i> слюдяные сланцы и <i>Grt-Vt</i> гнейсы	29 кбар; 800–900°C	
		Участок Кумды-Коль	Алмазодержащие <i>Grt-Vt</i> гнейсы, метapelиты	>40–60 кбар; 800–1000°C	~10 кбар; 740–790°C и ~10 кбар; 650–715°C
			Козситодержащие эклогиты	30 кбар; 780–900°C	
			Алмазодержащие <i>Grt-Cpx-Qtz</i> породы	>40 кбар; 920–1050°C	
			Гранатовые перидотиты с <i>Ti-Chu</i>	>30 кбар; >740°C	
	Восточная область	Участки Кулет и Солдат-Коль	Козситодержащие гранат-слюдяные сланцы (±кианит)	34–36 (28–35) кбар; 720–760°C	~8 кбар; 600°C
			(Козсит)-талк-гранат-кианит-фенгитовые сланцы		
			Фенгитовые эклогиты	27–35 кбар, 560–720°C	7–13 кбар; 540–720°C
		Участок Сулу-Тобе	Эклогиты	14–16.5 кбар; 600–860°C	
			Эклогиты (Чаглинка)	От 620 до 740°C	
		Участки Боровое, Чайкино, Чаглинка	Милонитизированные гнейсы		
			Эклогиты	18–20 кбар; 800–850°C и 17–18 кбар; 750–800°C	11–12 кбар; 760–790°C, 7–8 кбар; 700–730°C и 5–6 кбар; 570–600°C
			Слюдяные сланцы		
		Участок Энбек-Берлык	Шпинелевые "гарцбургиты"	14–15 кбар; 780–840°C	
			Гранат-кианит-силлиманит-биотитовые сланцы	4–7 кбар; 600–700°C	
Даулетская свита		Андалузит-силлиманит-биотит-кордиерит-полевошпатовые метapelиты	2–3 кбар; 500–680°C		
Иссыккульский (рис. 3)	Макбальский комплекс	Эклогиты и "глаукофаниты"	20–25 кбар; 525–560°C	8–13 кбар; 300–500°C	
		Гранатовые амфиболиты по эклогитам			
		Кварциты			
		Козсит-гранат-хлоритид-талковые сланцы	28–28.5 кбар; 525–560°C	24 кбар; 580°C	
	Нельдинский комплекс	Кварцито-сланцы с гранатом и козситом	>24 кбар		
		Эклогиты	14 кбар; 620°C и 22–25 кбар; 550–610°C	6.5–12 кбар; 430–630°C	
		Гранат-фенгит-биотитовые сланцы	9–17 кбар; <630°C и 6.5–12 кбар; 430–630°C		
		Сланцы с реликтами граната и хлоритоида	12–15 кбар; 485–545°C	>3 кбар; ~500°C	
Карбонатно-силикатные породы		11–13 кбар; 600°C			
Чуйско-Кендыктасский (рис. 4)	Актозский комплекс	Эклогиты (гранатовые амфиболиты по эклогитам)	16–23 кбар; 550–670°C	10–11.5 кбар при 730, 600–650, 550–570°C	
	Кеминский комплекс	Гранатодержащие парagneйсы	13–15 кбар; 635–745°C		
Жельтавский (рис. 5)	Кояндинский комплекс	Гранат-слюдяные гнейсы и сланцы	15–18 кбар; 750–850°C	580–620°C	
		Эклогиты	15–18 кбар; 700–800°C	10–14 кбар; 700–750°C; 8–10 кбар; 600–650°C	
		Гранатовые клинопироксениты	16.5–17.5 кбар; 800–860°C		
		Шпинелевые перидотиты		11–14.5 кбар; 580–800°C	
Анрахайский комплекс	Жилы гранитоидов в гнейсах				
Ишим-Нарынский	Кассанская	Шалдырский комплекс	Эклогиты	16–18 кбар; 490–540°C	11–8 кбар; 560°C
		Семизайский комплекс	Хлорит-альбитовые сланцы и двуслюдяные сланцы		
		Иштанбердинский комплекс	Кианит-ставролит-гранат-биотитовые сланцы	7.2 кбар; 650°C	

Таблица 1. Окончание

Время проявления околонулевого этапа метаморфизма	Время проявления ретрессивных этапов метаморфизма	Протолит	Геохронологические и изотопно-геохимические ограничения времени формирования протолита	Литературный источник
		Базальты N-MORB или IAB		Корсаков и др., 1998; Masago, 2000; Hermann et al., 2001; Korsakov et al., 2002; Stepanov et al., 2016
528 ± 3 млн лет		Глинистые сланцы и известняки; известковистые глинистые сланцы	Ядро циркона $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 2867 \pm 72$ млн лет	
528–522 млн лет	503–532 млн лет			
530 ± 7 и 537 ± 9 млн лет	517 ± 5 и 515 ± 3; 507 ± 8; 456–461 млн лет	Осадочные породы смешанного состава	Детритовые цирконы ~560–627, 694–767, 906–1003 и 1952–1981 млн лет	Jagoutz et al., 1989; Claoue-Long et al., 1991; Шацкий и др., 1993; Shatsky et al., 1995; Борисова и др., 1995; Zhang et al., 1997; Ogasawara, 2000; Katayama et al., 2000; Katayama et al., 2001; Reverdatto et al., 2008; Ragozin et al., 2009; Yui et al., 2010; Шацкий и др., 2018; Skuzovatov et al., 2021
528 ± 7 и 535 ± 3 млн лет	508 ± 4 млн лет	Базальты N-MORB, реже E-MORB или IAB	$T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 1.95\text{--}0.67$ млрд лет; $T_{\text{Hf}}(\text{DM}) = 1.02\text{--}0.79$ млрд лет	
528 млн лет		Хлоритизированные базальты		
		Известняки		
526 ± 2 млн лет	512 ± 5 млн лет	Плавление алмазосодержащих гнейсов в HP-НТ условиях	Ядро циркона $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 1.1$ млрд лет	
	519 и 521 млн лет; 499 и 505 млн лет			
526 ± 9 млн лет	498 ± 11 млн лет	Метасоматически измененные породы базальтового состава		Шацкий и др., 1993, 1998; Zhang et al., 1997; Ota et al., 2000; Parkinson et al., 2000; Theunissen et al., 2000; Hacker et al., 2003; Masago et al., 2009; Zhang et al., 2012, 2016
532 ± 58 млн лет	497 ± 5 млн лет		Ядра цирконов 1421 ± 13 млн лет	
522 ± 5 млн лет				
	512 ± 0.9 млн лет	Базальты N-MORB	$T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 1.95\text{--}0.67$ млрд лет	Kaneko et al., 2000; Hacker, 2003; Theunissen et al., 2003; Шацкий и др., 1993, 2018; Добрецов и др., 2006
537 ± 7 и 524 ± 5 млн лет	484 ± 10 и 490 ± 9 млн лет	Гранитоиды	$T_{\text{Hf}}(\text{DM}) = 2.65\text{--}2.48$ млрд лет; 1113 ± 24 и 1130 ± 18 ; 1111 ± 42 и 1137 ± 36 млн лет	Шацкий и др., 1993; Kaneko et al., 2000, 2002; Glorie et al., 2015
	493 ± 5 млн лет			Жимулев и др., 2010, 2011
		Хлоритизированные базальты		Dobretsov et al., 1995; Reverdatto и Селятицкий, 2005; Де Граве и др., 2006
	476–496 млн лет			
	515 ± 5 и 461–516 млн лет		1280; 1138–1143 млн лет	Katayama et al., 2001; Kaneko et al., 2002; Terabayashi et al., 2002; Буслов и др., 2010
482 ± 17; 509 ± 7 и 498 ± 7 млн лет		Базальты N-MORB (?) / внутрилитные базальты (?)	Ядра цирконов ~820 и ~700 млн лет	
470 ± 3 млн лет		Базальты N-MORB (?) / внутрилитные базальты (?)		
		Терригенные породы	Детритовые цирконы 1600–3780 млн лет (максимумы в диапазоне 1840–2000 млн лет)	Tagiri et al., 2010a; Togonbaeva et al., 2010b; Meyer et al., 2013, 2014; Rojas-Agramonte et al., 2014; Klemm et al., 2015; Konopelko et al., 2012, 2016; Бакиров, 2017; Kasymbekov et al., 2020; Алексеев и др., 2020
509 ± 13, 502 ± 10 и 475 ± 4 млн лет		Метасоматически измененные базальты N-MORB (?) / осадочные породы (?)	Детритовые цирконы 642–2583 млн лет	
		Терригенные породы		
526 ± 10 млн лет				
524 ± 13 млн лет				
474 ± 2 млн лет	462 ± 7 млн лет	Обогащенные континентальные базальты		Tagiri et al., 1995; Orozbaev et al., 2007, 2010; Kroner et al., 2012; Rojas-Agramonte et al., 2013; Klemm et al., 2014, 2015
			Детритовые цирконы 504–2460 млн лет с максимумами ~1100–1300 млн лет	
Каймы цирконов 460 ± 11 и 486 ± 11 млн лет		Терригенные породы	Детритовые цирконы ~667–834, 868–1051, 1087–1220, 1296–1378 и 2464–2539 млн лет и максимумами ~985 и 1151 млн лет	
490 ± 3 млн лет		Дифференциаты внутрилитных расплавов		Kröner et al., 2007; Tretyakov et al., 2011; Alexeev et al., 2011; Piliysna et al., 2018a, 2018b, 2019; Пилицына, Третьяков, 2020
		Фрагменты полосчатого комплекса океанической литосферы ультрамафит-мафитового состава		
483–489 млн лет		Плавление ортогнейсов анрахайского (?) комплекса	Ядра цирконов 755 ± 5 млн лет и одно ядро 2556 млн лет	
Дискуссионный (PZ ₁ или PZ ₃)		Внутрилитные базальты		Бакиров и др., 1996, 2003; Ивлева, 2003, 2010; Rojas-Agramonte et al., 2013; Loury et al., 2015; Alexeev et al., 2016; Mühlberg et al., 2016
			Детритовые цирконы 510–3000 млн лет с максимумами ~1000–1200 млн лет	

Примечание. *Grt* – гранат, *Bt* – биотит, *Cpx* – клинопироксен, *Qz* – кварц, *Ky* – кианит, *Ti-Chu* – Ti-клиногумит.

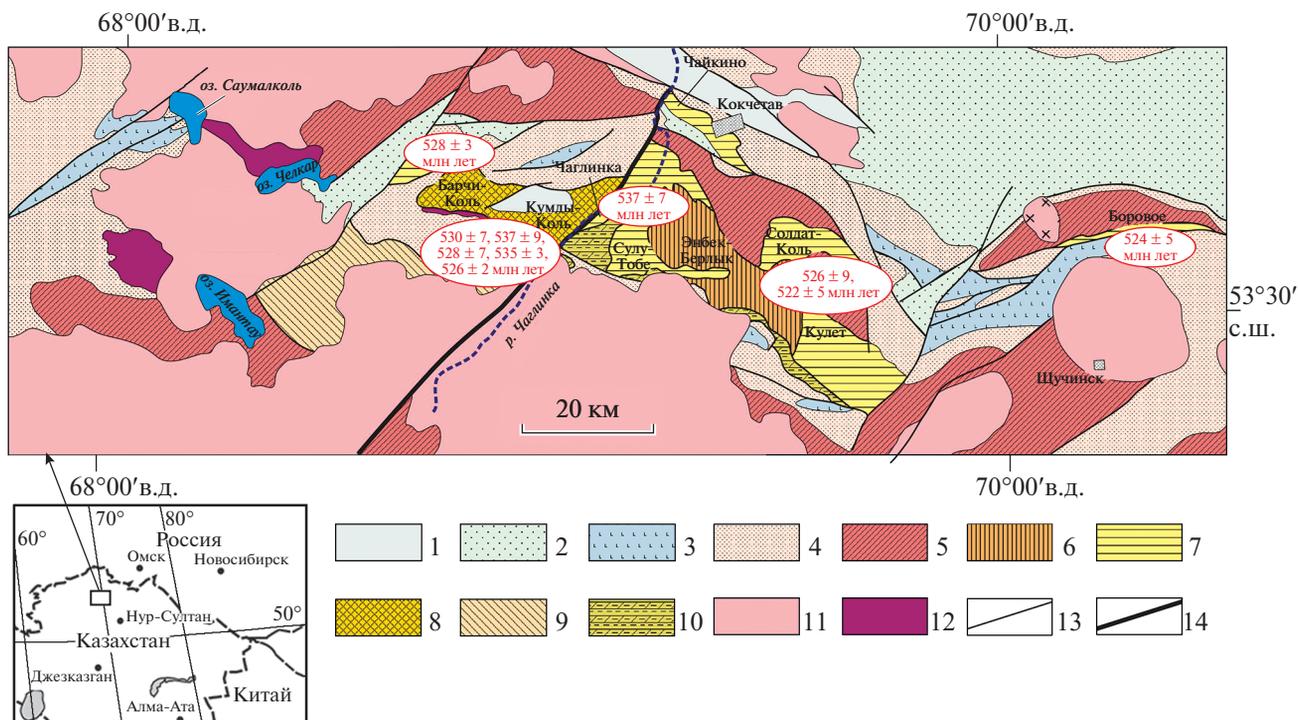


Рис. 2. Схема геологического строения северо-восточной части Кокчетавского массива. Составлена с использованием данных (Dobretsov et al., 1995; Добрецова и др., 1998; Kaneko et al., 2000; Degtyarev et al., 2016).

1 – девонские и каменноугольные терригенно-карбонатные толщи; 2 – ордовикские флишевые и кремнисто-терригенные толщи; 3 – кембрийские вулканогенно-осадочные толщи; 4 – позднемезо-раннепротерозойские кварцито-сланцевые толщи (кокчетавская серия); 5–8 – зерендинская серия: 5 – мезопротерозойские гнейсо-граниты, ортогнейсы, амфиболиты, мигматиты, бластомилониты по этим породам, в том числе испытывавшие раннепалеозойский метаморфизм низких давлений (не превышает условий амфиболитовой фации), 6 – высокоглиноземистые сланцы с телами амфиболитов (Энбек-Берлык), 7 – УНР и НР комплексы без микроалмазов (Сулу-Тобе, Кулет, Солдат-Коль, Чайкино, Чаглинка), 8 – УНР алмазоносные комплексы (Барчи-Коль и Кумды-Коль); 9 – чередующиеся сланцы, кварцито-сланцы, кварциты, амфиболиты (комплексы домена оз. Белое, возраст неизвестен); 10 – даулетская свита; 11 – ранне- и среднепалеозойские гранитоиды; 12 – раннепалеозойские мафиты и ультрамафиты, в том числе щелочные; 13 – разрывные нарушения; 14 – Чаглинский разлом. На рисунке отмечены наиболее важные оценки времени проявления околопикового этапа высоко- и ультравысокобарического метаморфизма пород Кокчетавского массива.

(2.6–2.1 млрд лет) континентальной коры (Третьяков и др., 2011, 2016; Туркина и др., 2011; Glorie et al., 2015). Среди ортогнейсов и гнейсо-гранитов часто встречаются тела и будины амфиболитов различного размера, которые на отдельных участках являются преобладающими в разрезе зерендинской серии. В большинстве случаев метаморфизм пород зерендинской серии не превышает условий амфиболитовой фации. Среди амфиболитов и гнейсов умеренных ступеней присутствуют тектонические пластины, сложенные породами, сформированными в условиях более высоких ступеней метаморфизма, соответствующих параметрам эклогитовой фации (алмаз- и коэситсодержащие гнейсы и сланцы, эклогиты, гранатовые перидотиты, ультравысокобарические карбонатно-силикатные породы и др.). Возраст метаморфических преобразований в условиях амфиболитовой фации не установлен, предполагается, что он близок к возрасту высокобарического метаморфизма.

Структурно выше метаморфических комплексов, включающих высоко (НР)- и ультравысокобарические (УНР) породы, залегают слабометаморфизованные кварцито-сланцевые толщи (кокчетавская серия и ее аналоги) (Dobrzhi-netskaya et al., 1994; Dobretsov et al., 1995; Degtyarev et al., 2017; Kovach et al., 2017). Среди источников сноса для пород кокчетавской серии преобладали мезопротерозойские (1.1–1.5 млрд лет) комплексы, формирование которых происходило в основном за счет ювенильных источников (Kovach et al., 2017).

Породы зерендинской серии, преобразованные в условиях метаморфизма высоких и сверхвысоких давлений, являются объектом изучения многих исследователей в течение последних 30 лет. Это связано с большим разнообразием типов пород, совмещенных в пределах единых структур, и находками во многих из них уникальных минералов, таких как алмаз, коэсит, высококалийевый клинопироксен, калиевый турмалин, ромбическая

и гексагональные полиморфные модификации альбита и калиевого полевого шпата (кумдыколит и кокчетавит, соответственно) и др. (например, Летников и др., 1983; Sobolev, Shatsky, 1990; Shatsky et al., 1999; Schertl, Sobolev, 2013). Наиболее полные данные о структурном положении, химическом и минеральном составе, P - T - t трендах и обстановках формирования ключевых разновидностей алмазсодержащих ультравысокобарических пород Кокчетавского массива были приведены в обзорной работе (Schertl, Sobolev, 2013).

Высоко- и ультравысокобарические породы, относящиеся к зерендинской серии, в пределах Кокчетавского массива распространены в полосе запад–северо-западного простирания протяженностью 150 км при ширине не более 25 км. Эти породы наиболее детально изучены на нескольких ключевых участках, входящих в состав двух областей, разделенных Чаглинским разломом северо-восточного простирания (рис. 2): западной, в пределах которой развиты наиболее высокоградные образования, и восточной, где известны менее высокоградные породы, в том числе метаморфизованные при умеренных давлениях (Dobretsov et al., 1995; Добрецов и др., 1998; Theunissen et al., 2002; Kaneko et al., 2000). В западной области большинством исследователей выделяются участки Барчи-Коль и Кумды-Коль, а в восточной области – Кулет, Солдат-Коль, Сулу-Тобе, Чаглинка, Боровое, Чайкино и Энбек-Берлык. К югу от полосы распространения пород зерендинской серии развиты метапелиты низких ступеней метаморфизма даулетской свиты. Эти два комплекса имеют тектонические соотношения, однако их характер является предметом дискуссий (Добрецов и др., 1998; Kaneko et al., 2000; Terabayashi et al., 2002; Буслов и др., 2010).

Западная область (УНР метаморфические образования)

Участок Барчи-Коль. УНР породы на этом участке занимают площадь $\sim 5 \times 10$ км², с северо-запада, запада и юга они тектонически перекрываются кварцито-сланцами кокчетавской серии, а на юге прорываются щелочно-ультраосновным красномайским комплексом, для пород которого получена Sm-Nd оценка возраста 464 ± 30 млн лет (Добрецов и др., 1998; Masago, 2000; Летников и др., 2004; Stepanov et al., 2016) (рис. 2). Среди метаморфических образований участка Барчи-Коль в зависимости от минерального состава выделяются породы различных ступеней метаморфизма. Породы наиболее высоких ступеней представлены амфиболитизированными эклогитами, гранатовыми пироксенитами, ультравысокобарическими карбонатно-силикатными породами, слюдяными сланцами и разнообразными гнейсами (Masago, 2000). Минералы в этих породах ча-

сто содержат включения микроалмаза и коэсита или псевдоморфозы кварца по коэситу (включения коэсита в цирконе из эклогитов, коэсита и микроалмаза в цирконе и реже гранате из клиноцоизитовых гнейсов, микроалмаза в цирконе из гранат-биотитовых гнейсов и карбонатно-силикатных пород, коэсита в цирконе из кианит-гранат-слюдяных сланцев), что указывает на их формирование в условиях ультравысокобарического метаморфизма (Корсаков и др., 1998; Korsakov et al., 2002; Hermann et al., 2001; Stepanov et al., 2016). Породы умеренных давлений представлены здесь эпидотовыми амфиболитами с небольшим количеством граната, гранатовыми амфиболитами с цоизитом и гранатовыми амфиболитами с реликтами Na-авгита (Masago, 2000).

Образование эклогитов на пике метаморфизма соответствует параметрам: $P = 27$ – 40 кбар и $T = 700$ – 950°C , а эпидотовых и гранатовых амфиболитов – 8.6 кбар, 500°C ; 12 кбар, 700°C ; 12 – 14 кбар, 700 – 815°C (Корсаков и др., 1998; Masago, 2000). Полученные оценки пика ультравысокобарического метаморфизма для находящихся в ассоциации с эклогитами гнейсов и сланцев, а также карбонатно-силикатных пород участка Барчи-Коль соответствуют $P > 40$ кбар при T , равной 950 – 1000°C (алмазсодержащие разности) и $P = 29$ кбар при $T = 800$ – 900°C (коэситсодержащие разности). Регрессивные изменения пород, связанные с эксгумацией УНР комплексов на ниже-среднекоровые уровни, характеризуются P - T параметрами: 10 – 12 кбар и 650 – 800°C , отвечающими нескольким этапам преобразований в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций (Hermann et al., 2001; Korsakov et al., 2002; Stepanov et al., 2016).

Геохронологические исследования цирконов из алмазсодержащих гранат-биотитовых гнейсов и карбонатно-силикатных пород позволили получить среднюю $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ оценку возраста 528 ± 3 млн лет, соответствующую времени начального этапа декомпрессии после УНР метаморфизма, сопровождавшейся, вероятно, дегидратационным плавлением пород (Hermann et al., 2001). Близкие оценки возраста для проградной, пиковой и ретроградной стадий метаморфизма были получены для цирконов и монацитов из алмаз- и коэситсодержащих кианит-гранат-слюдяных сланцев и гранат-биотитовых гнейсов, отвечающих интервалам 528 – 521 , 528 – 522 и 503 – 532 млн лет соответственно (Stepanov et al., 2016). Для одного из ядер циркона из сланцев была получена неорархейская $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ оценка возраста 2867 ± 72 млн лет, что свидетельствует об участии раннедокембрийских комплексов в формировании протолитов для УНР пород участка Барчи-Коль (Stepanov et al., 2016). Особенности химического состава пород позволяют предполагать их частичное плавление при $T \sim$

1000°C на начальных этапах эксгумации (Stepanov et al., 2014).

Участок Кумды-Коль (рис. 2) расположен восточнее участка Барчи-Коль, здесь широко распространены ультравысокобарические алмаз- и коэситсодержащие породы, к которым приурочено месторождение метаморфогенных алмазов (Лаврова и др., 1999). На юго-западе ультравысокобарические породы, как и на участке Барчи-Коль, тектонически перекрыты кварцитами кокчетавской серии. Комплексы участка Кумды-Коль являются наиболее известными и хорошо изученными образованиями Кокчетавского массива. В многочисленных публикациях рассматриваются обстановки и условия формирования пород, источники и составы их протолитов, а также механизмы вовлечения коровых комплексов в субдукционные процессы, которые сопровождались погружением пород на глубины ~120 км и более и образованием алмазов (Летников и др., 1983; Sobolev, Shatsky, 1990; Schertl, Sobolev, 2013). УНР метаморфические образования в основном представлены здесь различными метаосадочными гнейсами, сланцами с телами эклогитов и карбонатно-силикатными породами (Shatsky et al., 1995; Schertl, Sobolev, 2013). Среди метapelитов выделяются гранат-биотитовые, гранат-хлоритовые и гранат-цоизитовые разности с заметным содержанием турмалина (~5 об. % породы), мусковита и реликтами фенгита, кианита, амфибола. Гранаты и цирконы из этих пород содержат микровключения алмаза, клинопироксена, также отмечается наличие коэсита или псевдоморфоз кварца по коэситу (Соболев и др., 1991; Zhang et al., 1997; Katayama et al., 2000). В некоторых случаях гнейсы мигматизированы, содержат тела и жилы гранитоидов, что указывает на частичное плавление УНР пород (Shatsky et al., 1999; Ragozin et al., 2009). Эклогиты, формирующие блоки и тектонические линзы в различной степени измененных и милонитизированных гнейсов и сланцев, характеризуются типичной ассоциацией граната, альбит-авгитовых симплектитов с высоким содержанием K_2O в клинопироксене до 1 мас. %, образованных за счет омфацита, а также рутила, кварца и в редких случаях кианита с цоизитом. При этом зерна граната содержат включения палисадного кварца, которые интерпретируются как псевдоморфозы по коэситу (Shatsky et al., 1995; Zhang et al., 1997). Гранаты и цирконы из карбонатно-силикатных пород, состоящих из граната, калиевого полевого шпата (КПШ), кальцита и клинопироксена, содержат микровключения алмаза (Zhang et al., 1997). Среди карбонатно-силикатных пород выделяются как алмазсодержащие разности (доломитовые мраморы с диопсидом, гранатом и флогопитом), так и разности без включений алмаза (доломитовые мраморы с форстеритом, диопсидом и Ti-клиногумитом)

(Shatsky et al., 1995; Ogasawara, 2000; Katayama et al., 2000). Отличительной особенностью участка Кумды-Коль является присутствие гранат-клинопироксен-кварцевых (~40 об. % кварца) и турмалин-КПШ-кварцевых пород с включениями микроалмаза в гранате и турмалине соответственно (Zhang et al., 1997; Shimizu, Ogasawara, 2013; Musiyachenko et al., 2019). Гранатовые перидотиты с Ti-клиногумитом также характерны исключительно для участка Кумды-Коль (Zhang et al., 1997; Ревердатто, Селятицкий, 2005).

Ультравысокобарические образования участка Кумды-Коль на пике метаморфизма были сформированы в условиях эклогитовой фации, однако информация о проградной ветви *P-T* эволюции протолитов пород почти отсутствует вследствие многоэтапности их метаморфических преобразований. *P-T* эволюция эклогитов включала этапы прогрессивного метаморфизма, которые реконструируются исходя из состава минеральных включений в зернах граната и соответствуют условиям эпидот-амфиболитовой фации (Zhang et al., 1997). Параметры УНР метаморфизма для алмазсодержащих гранат-биотитовых гнейсов и метapelитов, а также доломитовых мраморов на пиковой стадии отвечают параметрам: $P > 40-60$ кбар и $T = 800-1000^\circ\text{C}$ (Shatsky et al., 1995; Zhang et al., 1997; Ogasawara, 2000; Katayama et al., 2001). Для коэситсодержащих эклогитов были получены оценки температуры и давления 780°C и 30 кбар. В то же время в работе (Shatsky et al., 1995) параметры формирования пиковых ассоциаций эклогитов, гранат-кальцит-клинопироксеновых и гранат-клинопироксен-кварцевых пород участка Кумды-Коль значительно выше и соответствуют $P > 40$ кбар, $T = 920-1050^\circ\text{C}$. Близкие значения температуры на пике метаморфизма, превышающие 900°C , получены для эклогитов и в работе (Skuzovatov et al., 2021). Гранатовые перидотиты с Ti-клиногумитом на пике метаморфизма формировались при $T > 740^\circ\text{C}$ и $P > 30$ кбар (Zhang et al., 1997). Однако в работе (Reverdatto et al., 2008) предполагается, что ультрамафиты подвергались ультравысокобарическому метаморфизму в условиях, сходных с оцененными для вмещающих алмазсодержащих гнейсов. Давление в эклогитах и гранатовых перидотитах на пике метаморфизма с учетом содержания K_2O в клинопироксене может достигать 60 кбар при $T \sim 950^\circ\text{C}$ (Okamoto et al., 2000). Регрессивные изменения УНР метаморфических образований участка Кумды-Коль главным образом связаны с декомпрессией при эксгумации пород на более высокие гипсометрические уровни. Для карбонатно-силикатных пород *P-T* параметры ретроградного метаморфизма соответствуют: 25 кбар, 800°C ; <15 кбар, 790°C (Zhang et al., 1997; Ogasawara, 2000). Алмазсодержащие гнейсы и сланцы, а также эклогиты подверглись регрессивному метаморфизму в условиях гранулитовой ($740-790^\circ\text{C}$,

~10 кбар), амфиболитовой (650–715°C, ~10 кбар) и зеленосланцевой (350–420°C) фаций (Zhang et al., 1997; Katayama et al., 2001).

Одни из наиболее ранних оценок возраста пика ультравысокобарического метаморфизма пород участка Кумды-Коль приведены в работах (Jagoutz et al., 1989; Claoue-Long et al., 1991; Шацкий и др., 1993). Sm-Nd минеральные изохроны по гранату и клинопироксену для эклогитов отвечают возрастам 533 ± 20 и 528 ± 7 млн лет, а модельный возраст протолитов пород составляет 870 млн лет (Шацкий и др., 1993, 2018). $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ оценка 530 ± 7 млн лет, соответствующая возрасту кристаллизации циркона из алмазсодержащих гранат-биотитовых гнейсов на пике метаморфизма, сопоставима со значениями, полученными для эклогитов (Claoue-Long et al., 1991). Метаморфические цирконы нередко содержат более древние ядра, соответствующие возрастным интервалам ~560–627, 694–767, 906–1003 и 1952–1981 млн лет (Claoue-Long et al., 1991), что может указывать на осадочное происхождение протолита для алмазсодержащих гранат-биотитовых гнейсов. Дальнейшие геохронологические исследования позволили получить более точную Sm-Nd минеральную изохрону по гранату и клинопироксену для эклогитов, соответствующую возрасту 535 ± 3 млн лет, и оценить время пребывания метаморфических алмазсодержащих пород в ультравысокобарических условиях в интервале 537–524 млн лет (Shatsky et al., 1999). Из эклогитов участка Кумды-Коль были впервые выделены цирконы, возрасты которых соответствуют широкому диапазону 533–459 млн лет и характеризуют время проявления пикового этапа метаморфизма в условиях эклогитовой фации, а также последующих регрессивных стадий в условиях более низких ступеней (Skuzovatov et al., 2021). Конкордантная оценка возраста 508 ± 4 млн лет, полученная для наиболее многочисленной популяции цирконов из эклогитов, отвечает времени эксгумации ультравысокобарических образований на нижнекоровые уровни в условиях гранулитовой–амфиболитовой фаций, в то время как полученные Hf-модельные возрасты цирконов соответствуют 1.02–0.79 млрд лет (Skuzovatov et al., 2021). Модельные возрасты по Nd протолитов алмазсодержащих гнейсов и сланцев составляют 2.3–2.2 млрд лет (Shatsky et al., 1999) и сопоставимы с модельными возрастными мезопротерозойских ортогнейсов и гнейсогранитов, также входящих в состав зерендинской серии Кокчетавского массива (Glorie et al., 2015). Значения ^{40}Ar - ^{39}Ar возрастов плато для мусковита и биотита регрессивных стадий из алмазсодержащих гнейсов участка Кумды-Коль составляют 517 ± 5 и 515 ± 3 млн лет соответственно и интерпретируются как время выведения ультравысокобарических пород на среднекоровые уровни. Эксгумация метаморфических пород, по-видимому, последовала

почти сразу после субдукции их протолитов на глубины ~140 км в интервале 537–517 млн лет (Shatsky et al., 1999). Оценки ^{40}Ar - ^{39}Ar возрастов плато также представлены в работе (Hacker et al.; 2003): для слюд из алмазсодержащих гнейсов они составляют ~529 млн лет (время завершения эксгумации УНР пород) и ~509 млн лет (время проявления наложенного метаморфизма в условиях амфиболитовой и зеленосланцевой фаций). Морфологические особенности цирконов из алмазсодержащих гранат-слюдяных гнейсов с реликтами кианита свидетельствуют о полистадийной метаморфической эволюции пород (Katayama et al., 2001). В большинстве случаев метаморфические цирконы характеризуются наличием ядра с включениями микроалмаза, коэсита, омфациита и кианита, а также кайма с включениями минералов более низких ступеней (хлорита, плагиоклаза и кварца) (Dobrzhinetskaya, 2012). Подобное распределение минеральных включений предполагает формирование ядер циркона в УНР условиях. Рост кайма, сопровождавшийся захватом минеральных включений, поля стабильности которых отвечают значительно более низким *P-T* параметрам, по-видимому, происходил в процессе эксгумации пород на среднекоровые уровни. Полученные $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ оценки возраста ядерных частей цирконов и кайма (внутренние и внешние зоны) отвечают 537 ± 9 , 507 ± 8 и 456–461 млн лет соответственно. В редких случаях цирконы содержат более древние ядра, возрастной интервал которых 1.3–1.4 млрд лет (Katayama et al., 2001). Среди алмазсодержащих гнейсов участка Кумды-Коль присутствуют тела и жилы гранитоидов, формирование которых связывается с частичным плавлением УНР пород на начальных стадиях эксгумации (Shatsky et al., 1999; Ragozin et al., 2009). Средняя $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ оценка возраста 526 ± 2 млн лет, полученная для цирконов из этих гранитоидов, соответствует стадии мигматизации алмазсодержащих гнейсов, маркирующей начальные этапы декомпрессии при выведении УНР пород на среднекоровые уровни. Для одного из ядер циркона получена оценка возраста 1.1 млрд лет (Ragozin et al., 2009). Для этих гранитоидов получена другая оценка возраста – 512 ± 5 млн лет (Борисова и др., 1995), которая может отражать еще один этап мигматизации. Для цирконов из гранатовых перидотитов с Ti-клиногумитом получена средняя $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ оценка возраста 528 млн лет, отвечающая времени проявления ультравысокобарического метаморфизма (Katayama et al., 2003). Образование циркона в ультрамафитах связано, вероятно, с метасоматическим воздействием обогащенного высокорядными элементами флюида с мантийными комплексами в условиях, соответствующих параметрам эклогитовой фации (Katayama et al., 2003). Проведенные геохронологические исследования турмалин-КПШ-кварцевых пород с

включениями микроалмаза, отобранных в районах месторождения Кумды-Коль, позволили получить значение ^{40}Ar - ^{39}Ar возраста плато для турмалина ~492 млн лет (Корсаков и др., 2009). Эта оценка возраста, вероятно, отражает время проявления деформаций на поздних стадиях, завершающих выведение ультравысокобарических пород на средне-верхнекоровые уровни.

Восточная область (УНР-НР метаморфические образования и породы умеренных давлений)

В строении этой области, расположенной к востоку от Чаглинского разлома, принимают участие породы зерендинской серии, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации, породы умеренных давлений и УНР-НР метаморфические образования, а также низкобарические сланцы даулетской свиты. Породы, преобразованные в различных условиях метаморфизма, в современной структуре слагают отдельные пластины, структурное положение которых является предметом дискуссий.

Одна группа исследователей считает, что наиболее низкое структурное положение занимают породы зерендинской серии, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации, перекрытые пластинами, сложенными породами умеренных давлений и УНР-НР породами. Наиболее высокое положение занимают сланцы даулетской свиты, которые без структурного несогласия перекрываются кварцито-сланцевыми толщами кокчетавской серии (Добрецов и др., 1998; Theunissen et al., 2000). Другая группа ученых предполагает, что породы даулетской свиты тектонически подстилают высокобарические комплексы, а ее метаморфизм связан с контактовым воздействием УНР и НР образований при их выведении на средне-верхнекоровые уровни. Структурно выше даулетской свиты располагаются пластины высоко- и ультравысокобарических пород, а также пород умеренных ступеней, метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации (Terabayashi et al., 2002; Kaneko et al., 2000; Буслов и др., 2010; Theunissen et al., 2002).

Участки Кулет и Солдат-Коль расположены восточнее Чаглинского разлома (рис. 2), где широко распространены гранат-слюдяные сланцы и парагнейсы, фенгитовые эклогиты, амфибол-гранат-цоизитовые породы и тальк-гранат-кианит-фенгитовые сланцы с коэситом или псевдоморфозами кварца по коэситу в виде включений в гранате и кианите (Шацкий и др., 1993, 1998; Ota et al., 2000; Parkinson et al., 2000; Masago et al., 2009; Zhang et al., 2012). Реже встречаются ортогнейсы и амфиболиты, сформированные в условиях умеренных ступеней метаморфизма. Следует отметить, что коэситсодержащие тальковые сланцы характерны только для участков Кулет и Солдат-Коль. Регрессивно измененные эклогиты

формируют блоки и линзовидные тела размером до 600 м среди гранатовых метапелитов, при этом эклогиты не содержат включений коэсита. В южной части участков УНР породы имеют тектонические взаимоотношения с андалузит-кордиеритовыми и силлиманит-кордиеритовыми сланцами даулетской свиты (Dobretsov et al., 1995; Добрецов и др., 1998; Parkinson et al., 2000).

Коэситсодержащие гранат-слюдяные (\pm кианит) и тальк-гранат-кианит-фенгитовые сланцы на пике метаморфизма были сформированы в условиях эклогитовой фации при предполагаемых параметрах $P = 34\text{--}36$ кбар и $T = 720\text{--}760^\circ\text{C}$ (Шацкий и др., 1998; Parkinson et al., 2000; Masago et al., 2009). В работе (Zhang et al., 1997) пиковые оценки давления формирования коэситсодержащих тальк-гранатовых сланцев соответствуют интервалу 28–35 кбар при сходных значениях температуры. Исходя из зональности зерен граната и особенностей распределения в них включений, для этих пород были также получены P - T параметры образования минеральных ассоциаций на прогрессивной стадии метаморфизма, отвечающие $380\text{--}580^\circ\text{C}$ при <10 кбар (Parkinson et al., 2000) и $450\text{--}620^\circ\text{C}$ при 8–15 кбар (Zhang et al., 1997). Процессы декомпрессии, связанные с эксгумацией УНР пород, на начальных этапах привели к переходу коэсита в кварц при $P < 26$ кбар и последующему формированию более низкотемпературных и низкобарических ассоциаций биотита, мусковита и хлорита в условиях амфиболитовой фации при $P \sim 8$ кбар и $T = 600^\circ\text{C}$ (Parkinson et al., 2000). Среди эклогитов участка Кулет выделяются разности с коронитовой и гранобластовой структурами. Последняя содержит ассоциации, соответствующие пику ультравысокобарического метаморфизма (гранат, омфакит, кварц, рутил \pm фенгит), в то время как условия образования коронитовых эклогитов отвечают переходу от амфиболитовой к эклогитовой фации на прогрессивных этапах эволюции пород при $T < 500^\circ\text{C}$, $P < 12$ кбар и далее при $T = 500\text{--}550^\circ\text{C}$, $P = 19\text{--}24.5$ кбар (Zhang et al., 2012). На пике метаморфизма эклогиты с гранобластовой структурой и амфибол-гранат-цоизитовые породы, по видимому, были сформированы в поле стабильности коэсита, как и вмещающие их метапелиты, при оцененных параметрах: 27–35 кбар, $560\text{--}720^\circ\text{C}$, а на регрессивных этапах подверглись преобразованиям в условиях более низких ступеней метаморфизма на фоне эксгумации пород, вплоть до образования гранатовых амфиболитов при 7–13 кбар, $540\text{--}720^\circ\text{C}$ (Ota et al., 2000; Zhang et al., 2012).

Sm-Nd изохрона для амфибол-гранат-цоизитовой породы участка Кулет соответствует возрасту 522 ± 5 млн лет, который характеризует время проявления ультравысокобарического метаморфизма (Шацкий и др., 1993). Полученные оценки ^{40}Ar - ^{39}Ar возрастов плато из гранат-слюдяных

сланцев соответствуют ~499 млн лет (мусковит) и ~505 млн лет (биотит) и отвечают регрессивному этапу метаморфизма пород в условиях амфиболитовой и зеленосланцевой фаций (Hacker et al., 2003). Другими авторами (Theunissen et al., 2002) получены ^{40}Ar - ^{39}Ar оценки возраста для слюд из сходных пород, которые соответствуют ~519 млн лет (фенгит) и ~521 млн лет (биотит) и характеризуют начальные стадии эксгумации УНР пород. По морфологическим особенностям цирконы из эклогитов участка Кулет могут быть разделены на два типа. Цирконы первого типа имеют зональное строение, где центральные части характеризуются высоким Th/U отношением (1.0–1.5), а каймы – высоким содержанием U. Цирконы второго типа имеют относительно однородное строение и демонстрируют Th/U отношения в интервале 0.1–0.2. Для ядер цирконов первого типа была получена средняя $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ оценка возраста 1421 ± 13 млн лет, соответствующая времени формирования протолита пород. Средние $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ оценки возраста для двух популяций цирконов второго типа отвечают 532 ± 58 и 497 ± 5 млн лет, которые отражают изменения пород на околопиковом и регрессивном этапах, связанные с выведением эклогитов на средне- и верхнекоровые уровни (Zhang et al., 2016). Для рутилов из талькгранат-кианит-фенгитовых сланцев получены две оценки возраста 526 ± 9 и 498 ± 11 млн лет, соответствующие двум этапам регрессивного метаморфизма при эксгумации пород (Zhang et al., 2016).

Участок Сулу-Тобе, расположенный к западу от участка Кулет (рис. 2), характеризуется близким составом метаморфических комплексов. Однако здесь эклогиты и цоизитовые амфиболиты, сформированные по эклогитам, преобладают над метапелитами и парагнейсами и слагают самое крупное тело ($1 \times 2 \text{ км}^2$) в пределах Кокчетавского массива (Kaneko et al., 2000). Оцененные *P-T* параметры формирования эклогитов соответствуют $600\text{--}860^\circ\text{C}$ при 14–16.5 кбар (Dobretsov et al., 1995; Шацкий и др., 1993; Добрецов и др., 2006). ^{40}Ar - ^{39}Ar возраст плато, полученный для амфибола из цоизитового амфиболита, соответствует 512 ± 0.9 млн лет (Hacker, 2003). При этом модельные возрасты формирования протолитов для эклогитов участка Сулу-Тобе находятся в интервале 1.95–0.67 млрд лет (Шацкий и др., 2018). Эклогиты и образованные по ним гранатовые амфиболиты, сланцы и гнейсы участков **Боровое** и **Чаглинка** имеют характеристики, сходные с метаморфическими породами участков Сулу-Тобе, Кулет и Солдат-Коль (Kaneko et al., 2000) (рис. 2). Эклогиты участка Чаглинка были сформированы на пике метаморфизма в температурном интервале от 620 до 740°C (Шацкий и др., 1993), а участка Боровое – $750\text{--}800^\circ\text{C}$, 17–18 кбар (Жимулев и др.,

2010, 2011). Эклогиты участка **Чайкино** были сформированы на пике метаморфизма при $800\text{--}850^\circ\text{C}$ и 18–20 кбар (Жимулев и др., 2010, 2011). Регрессивные изменения пород при декомпрессии и выведении НР пород на средне-верхнекоровые уровни происходили в несколько этапов: при $760\text{--}790^\circ\text{C}$ и 11–12 кбар; $700\text{--}730^\circ\text{C}$ и 7–8 кбар и $570\text{--}600^\circ\text{C}$ и 5–6 кбар. ^{40}Ar - ^{39}Ar возраст мусковита из слюдяных сланцев, вмещающих эклогиты, на Боровском участке составляет 493 ± 5 млн лет и соответствует времени охлаждения метаморфических пород на регрессивных этапах (Жимулев и др., 2010). В различной степени милонитизированные гнейсы этих участков содержат по крайней мере две популяции цирконов, для одной из которых были получены мезопротерозойские $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ оценки возраста, соответствующие 1113 ± 24 и 1130 ± 18 млн лет (Чайкино) и 1111 ± 42 и 1137 ± 36 млн лет (Боровое), в то время как средние $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ значения возраста для второй популяции составляют 537 ± 7 и 484 ± 10 млн лет (Чайкино) и 524 ± 5 и 490 ± 9 млн лет (Боровое) (Glorie et al., 2015). Мезопротерозойские оценки возраста, вероятно, соответствуют времени формирования протолита для гнейсов участков Чаглинка и Боровое, а раннепалеозойские – свидетельствуют о времени проявления ультравысокобарического метаморфизма и последующих регрессивных изменений, связанных с эксгумацией высоко- и ультравысокобарических пород. Lu-Hf модельные возрасты для гнейсов участка Чаглинка составляют 2.65–2.48 млрд лет при значениях $\epsilon_{\text{Hf}}(T) -11.5\text{--}-8.4$, что предполагает формирование их протолитов за счет переработки комплексов неархейской континентальной коры (Glorie et al., 2015). **Участок Энбек-Берлык** расположен между участками Кулет и Сулу-Тобе (рис. 2), в его строении участвуют в основном метаморфические образования умеренных ступеней, представленные высокоглиноземистыми тонкозернистыми гранат-кианит-силлиманит-биотитовыми сланцами, содержащими тела гранатовых амфиболитов и коронитов (гранатовых амфиболитов с коронами граната вокруг плагиоклаза и на границе с пироксеном). Силлиманит формируется за счет кианита и, очевидно, является минералом регрессивной стадии метаморфизма. В северной части этого участка среди интенсивно милонитизированных пород умеренных давлений присутствуют и тела эклогитов (Dobretsov et al., 1995; Де Граве и др., 2006). Оцененные параметры формирования гранат-кианит-силлиманитовых сланцев участка Энбек-Берлык соответствуют $600\text{--}700^\circ\text{C}$ и 4–7 кбар (Добрецов и др., 2006; Де Граве и др., 2006). Полученные для слюд из сланцев ^{40}Ar - ^{39}Ar возрасты плато находятся в интервале ~476–496 млн лет (Добрецов и др., 2006). Докембрийские оценки возраста могут отвечать раннему этапу субдукции коровых комплексов Кокчетавско-

го массива, либо отражать наличие избыточного аргона в минералах (Добрецов и др., 2006). Интервал 476–496 млн лет интерпретируется как время проявления коллизионного тектонического события, связанного с переходом континентальной субдукции в коллизию микроконтинент–островная дуга после ультравысокобарического метаморфизма (Де Граве и др., 2006). Кроме того, ряд ^{40}Ar – ^{39}Ar оценок возраста биотита из милонитизированных сланцев или бластомилонитов участка Энбек-Берлык, составляющих ~447 млн лет, может соответствовать возрасту проявления поздних сдвиговых деформаций (Theunissen et al., 2000; Добрецов и др., 2006).

Кроме того, в южной части участка среди сланцев и кварцитов зерендинской серии выделяются “шпинелевые гарцбургиты” в ассоциации с ортопироксенитами и антофиллитовыми сланцами, которые на пике метаморфизма были сформированы при 14–15 кбар, 780–840°C (Ревердатто, Селятицкий, 2005).

Таким образом, метаморфические породы зерендинской серии, развитые в пределах западной области Кокчетавского массива, характеризуются значительно более высокими степенями преобразования в ультравысокобарических условиях в поле стабильности алмаза при $P > 40$ кбар, $T = 800$ – 1000°C (участки Барчи-Коль, Кумды-Коль). Породы в восточной области, имеющие сходный состав, были сформированы на пике метаморфизма максимум в поле стабильности коэсита при 34–36 кбар, 720–760°C (участки Кулет и Солдат-Коль). Также среди пород восточной области отмечаются и метаморфические образования более низких, в том числе умеренных ступеней (участки Сулу-Тобе, Боровое, Чаглинка, Чайкино и Энбек-Берлык). Несмотря на различия условий формирования оценки возраста пика высоко- и ультравысокобарического метаморфизма в обеих областях близки и составляют около 530 млн лет.

Даулетская свита

Породы даулетской свиты приурочены к южной границе распространения высоко- и ультравысокобарических комплексов зерендинской серии, с которой имеют только тектонические взаимоотношения (рис. 2). В породах даулетской свиты выделяются андалузит-биотит-кордиерит-полевошпатовые и силлиманитовые (\pm гранат) метапелиты, P - T параметры формирования которых отвечают 500–680°C и 2–3 кбар (Kaneko et al., 2000; Terabayashi et al., 2002).

Цирконы из метапелитов даулетской свиты, отобранные в районах участка Сулу-Тобе (рис. 2), характеризуются зональным строением, выраженным в наличии магматических ядер с осцилляторной зональностью и кайм, сформированных,

по-видимому, в результате наложенных метаморфических процессов (Katayama et al., 2001). Одна оценка возраста была получена для ядра циркона (1280 млн лет), две оценки – для промежуточной зоны с реликтами ростовой зональности (1138–1143 млн лет), для кайм характерны оценки возраста 461–516 млн лет. Возрасты, полученные для кайм цирконов из метапелитов даулетской свиты, сопоставимы с оценками возраста кайм цирконов из ультравысокобарических алмазодержащих гранат-сланцевых гнейсов с реликтами кианита участка Кумды-Коль (507 и 456–461 млн лет) (Katayama et al., 2001). В работе (Буслов и др., 2010) получены ^{40}Ar – ^{39}Ar оценки возраста по биотиту из сланцев даулетской свиты, находящихся на отдалении от позднеордовикских и раннедевонских гранитоидных массивов. Наиболее древняя оценка возраста 515 ± 5 млн лет соответствует более высокоградному этапу метаморфизма пород даулетской свиты, тогда как оценки около 480 млн лет отвечают более позднему этапу метаморфизма, связанному с формированием андалузита и кордиерита (Буслов и др., 2010).

ИССЫККУЛЬСКИЙ (СЕВЕРО-ТЯНЬШАНЬСКИЙ) МАССИВ

В Исыккульском массиве, занимающем большую часть Северного Тянь-Шаня, метаморфические образования наиболее широко распространены в его крайней западной части, где приурочены к ядру крупной Макбальской антиформы. На ее крыльях залегают нижнепалеозойские фрагменты офиолитовых разрезов, кремнисто-базальтовые, вулканогенно-осадочные толщи и олиостромовые комплексы, слагающие пакеты тектонических пластин (Degtyarev et al., 2013) (рис. 3).

Ядро Макбальской антиформы сложено интенсивно дислоцированными в различной степени метаморфизованными докембрийскими кварцито-карбонатно-сланцевыми, сланцевыми и терригенно-карбонатными толщами. Комплексы, слагающие ядро Макбальской антиформы, прорваны массивами докембрийских и палеозойских гранитоидов. В юго-восточной части антиформы – мезопротерозойскими (1100–1130 млн лет) гранитами караджилгинского комплекса, в центральной части – раннекембрийскими (510–515 млн лет) гранидоритами канджайляуского комплекса, на северо-восточном и юго-западном крыльях – средне-позднеордовикскими (455–460 млн лет) гранодиоритами алмалысайского комплекса (Апаяров, 2009; Дегтярев и др., 2011; Kröner et al., 2013; Degtyarev et al., 2013; Konopelko et al., 2012).

Среди докембрийских, преимущественно метаосадочных, толщ, слагающих ядро Макбальской антиформы, выделяются верхняя шаркыракская и

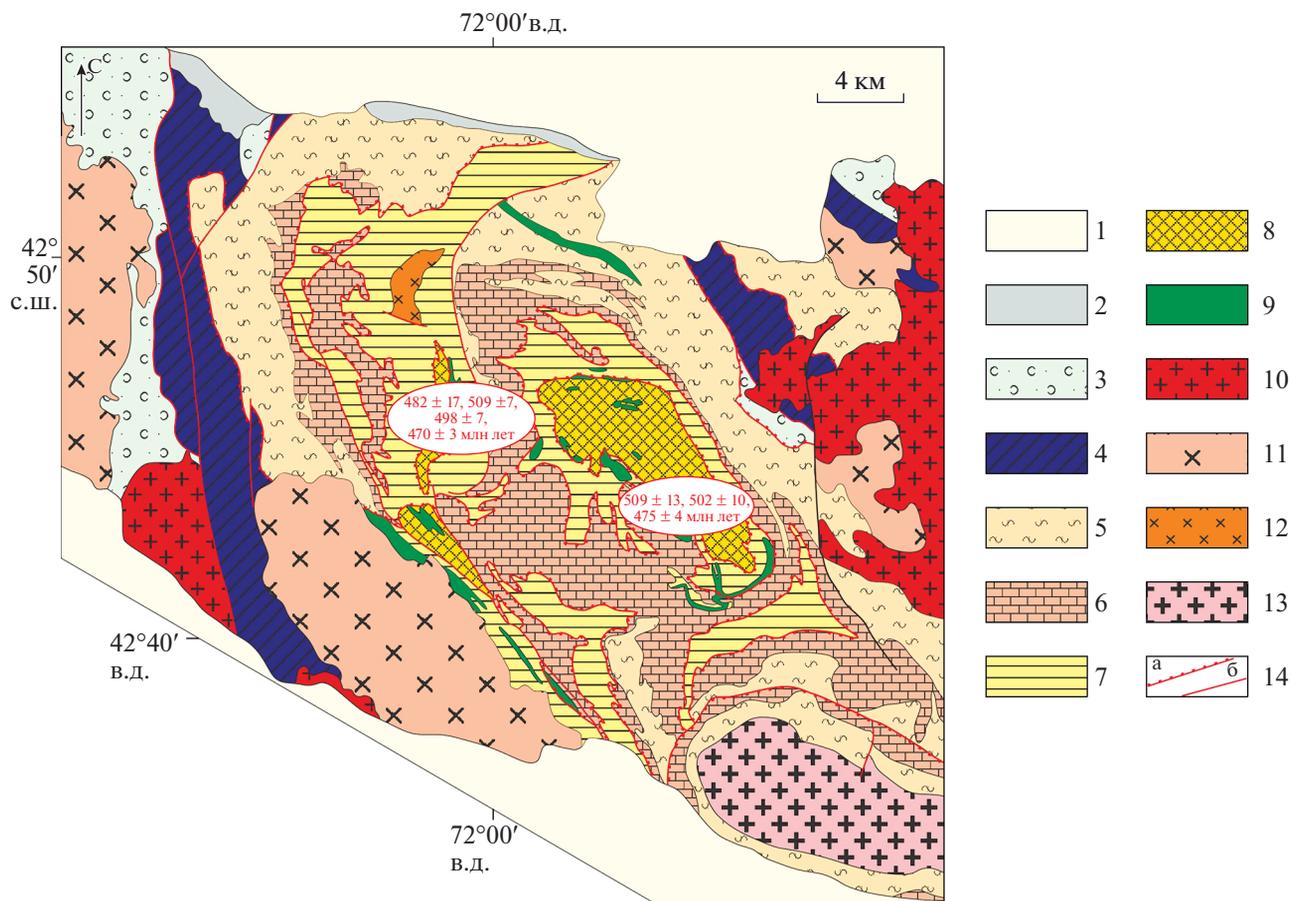


Рис. 3. Схема геологического строения Макбальской антиформы и ее обрамления (западное окончание Киргизского хребта). Составлена с использованием данных (Апаяров и др., 2006; Degtyarev et al., 2013; Бакиров, 2017).

1 – кайнозойские отложения; 2 – ниже- и среднекаменноугольные терригенно-карбонатные толщи; 3 – нижне-среднеордовикские кремнисто-туфогенные толщи; 4 – верхнекембрийские ультрамафит-габбровые и кремнисто-базальтовые комплексы; 5–9 – метаморфические образования Иссыккульского массива: 5 – мусковит-хлоритовые сланцы и кварциты каиндинского комплекса, 6 – мраморы и мраморизованные известняки с прослоями кварцитов чымынсайского комплекса, 7 – гранат-хлорит-мусковитовые и углеродистые сланцы нельдинского комплекса, 8 – кварциты с прослоями гранат-хлоритоид-талковых сланцев и мраморов макбальского комплекса, 9 – наиболее крупные тела и линзы амфиболитов, гранатовых амфиболитов и амфиболитизированных эклогитов; 10–13 – гранитоидные комплексы: 10 – аламинский раннего–среднего девона, 11 – алмалысайский среднего–позднего ордовика, 12 – канджайляуский среднего кембрия, 13 – караджилгинский мезопротерозоя; 14 – разрывные нарушения: а – границы тектонических покровов, б – прочие. На рисунке отмечены наиболее важные оценки времени проявления околопикового этапа высоко- и ультравысокобарического метаморфизма пород Иссыккульского массива.

нижняя акджонская серии, различающиеся по степени метаморфических преобразований (Бакиров, 2017; Kasymbekov et al., 2020). В составе шаркыракской серии низы разреза образованы доломитовыми мраморами с прослоями мусковит-кварцевых и карбонатных сланцев, кальцифирами (ачикташский комплекс), а верхи разреза сложены мусковит-хлорит-кварцевыми сланцами с редкими прослоями кварцитов (каиндинский комплекс) (Degtyarev et al., 2013; Бакиров, 2017). Степень метаморфических изменений в породах шаркыракской серии не превышает условий зеленосланцевой фации. Возраст пород шаркыракской серии в настоящее время может быть определен как допоздне-мезопротерозойский, так как они прорваны гранитами

караджилгинского комплекса. Структурно выше каиндинского комплекса залегают кварциты оввской свиты конца мезопротерозоя–самого начала неопротерозоя, содержащие обломочные цирконы древнее 1030 млн лет (Алексеев и др., 2020). В строении акджонской серии участвуют метаседimentные и реже метамагматические образования, сформированные на пике метаморфизма в условиях высоких ступеней, в том числе высоко- и ультравысокобарические породы (Бакиров, 1978; Демина и др., 2005). Метаморфические породы акджонской и шаркыракской серий имеют тектонические соотношения друг с другом и слагают пакеты тектонических пластин, совмещенных в процессе эксгумации пород с различных глубинных

уровней и характеризующихся разнообразным минеральным составом и степенью преобразований (Tagiri et al., 2010; Konopelko et al., 2012). В акджонской серии выделяются структурно более низкий, существенно кварцитовый, макбальский комплекс и залегающий выше нельдинский комплекс, сложенный преимущественно метапелитами. В обоих комплексах присутствуют различного размера тела парагонитсодержащих эклогитов и образованных по ним гранатовых амфиболитов, однако они различаются условиями метаморфических преобразований.

В строении **макбальского комплекса** участвуют в различной степени рассланцованные кварциты, оценки возраста детритовых цирконов из которых соответствуют интервалу 1600–3780 млн лет с максимумами в диапазоне 1840–2000 млн лет (Rojas-Agramonte et al., 2014; Konopelko et al., 2016; Алексеев и др., 2020). Проанализированные цирконы во многих случаях имеют реликты магматической зональности, в то время как каймы, свидетельствующие о наложенных, в том числе метаморфических, процессах, отсутствуют. Среди кварцитов присутствуют пластины, сложенные чередующимися крупнозернистыми коэзитсодержащими гранат-хлоритоид-тальковыми сланцами и кварцито-сланцами с порфиробластами граната, также содержащими реликты коэсита, с будинами в различной степени измененных (амфиболитизированных) эклогитов и “глаукофанитов” (эклогитов с высоким модалным содержанием глаукофана). Формирование таких пород на пике метаморфизма, по-видимому, соответствует условиям сверхвысоких давлений (Tagiri et al., 2010; Konopelko et al., 2012; Meyer et al., 2013). В двух случаях порфиробласты граната в эклогитах макбальского комплекса содержат псевдоморфозы кварца по коэситу (Tagiri et al., 2010), а для гранат-хлоритоид-тальковых сланцев характерно присутствие клиноцоизит-кианит-кварцевых агрегатов, образованных в результате распада лавсонита (Orozbaev et al., 2015).

В строении **нельдинского комплекса** преобладают гранат-фенгит-биотитовые сланцы с телами карбонатно-силикатных пород, эклогитов и образованных по ним гранатовых амфиболитов, в подчиненном количестве отмечаются слюдяные сланцы без граната, мраморы, сланцы с реликтами граната и хлоритоида, а также кварциты (Tagiri et al., 2010; Togonbaeva et al., 2010b; Kasymbekov et al., 2020). Детритовые цирконы из гранат-слюдяных сланцев, представленные в различной степени окатанными зернами, имеют как магматическую зональность, так и структуры метаморфического происхождения. Возрастной диапазон цирконов охватывает интервал 2500–1800 млн лет (Degtyarev et al., 2013). Среди метасадочных пород акджонской серии редко встречаются винчитовые сланцы,

слагающие отдельные линзы и тела (Tagiri et al., 2010).

Присутствие коэсита среди реликтовых минералов некоторых разностей метасадочных пород макбальского комплекса предполагает их формирование на пике метаморфизма при давлениях более 24 кбар (Tagiri, Bakirov, 1990). Оцененные параметры формирования гранат-хлоритоид-тальковых сланцев на прогрессивной–пиковой стадиях отвечают 25.5 кбар и 480°C при дальнейших преобразованиях на пиковом этапе метаморфизма, соответствующем 28–28.5 кбар и 525–560°C, и регрессивных изменениях при 24 кбар и 580°C (Tagiri et al., 2010; Meyer et al., 2014). Появление клиноцоизит-кианит-кварцевых агрегатов в сланцах в результате распада лавсонита маркирует условия изотермальной декомпрессии при 16–20 кбар, 510–580°C, при этом пик метаморфизма в поле стабильности лавсонита отвечает параметрам 28–33 кбар, 530–580°C (Orozbaev et al., 2015). Эклогиты *sensu stricto* сохраняются в пределах рассматриваемого региона крайне редко, в большинстве случаев высокобарические метабазиты представлены гранатовыми амфиболитами или “глаукофанитами” с реликтами минералов более раннего эклогитового парагенезиса (Rojas-Agramonte et al., 2013; Klemd et al., 2015). Оцененные параметры формирования сильно измененных эклогитов и “глаукофанитов” макбальского комплекса на прогрессивном этапе составляют 18 кбар, 480°C, на околопиковой стадии соответствуют 20–25 кбар, 525–560°C (Tagiri et al., 1995, 2010; Meyer et al., 2013). *P-T* условия образования минеральных ассоциаций более поздних этапов метаморфизма, связанных с ростом Na- и Ca-Na амфиболов, отвечают 8–13 кбар, 300–500°C (Tagiri et al., 2010). Необходимо отметить, что присутствие двух псевдоморфоз кварца по коэситу в виде включений в гранате, отмеченных для эклогитов макбальского комплекса в работе (Tagiri et al., 2010), может свидетельствовать о формировании пород на пике метаморфизма при $P > 24$ кбар. Интенсивно измененные эклогиты и гранатовые амфиболиты нельдинского комплекса были сформированы на пике метаморфизма при 22–25 кбар, 550–610°C (Togonbaeva et al., 2010b), а по другим расчетам при 14 кбар, 620°C (Rojas-Agramonte et al., 2013). Порфиробласты граната эклогитов содержат многочисленные минеральные включения, представленные Na- и Ca-Na амфиболами, клинопироксеном, эпидотом, плагиоклазом и парагонитом, распределение которых согласуется с проградной зональностью граната. Полученные *P-T* оценки формирования минеральных ассоциаций на прогрессивной стадии метаморфизма эклогитов нельдинского комплекса отвечают параметрам: $P > 8$ кбар, $T = 410–490^\circ\text{C}$ (Togonbaeva et al., 2010b). Регрессивные изменения пород связаны с повсеместным развитием амфибола

при 6.5–12 кбар, 430–630°C (Togonbaeva et al., 2010b; Rojas-Agramonte et al., 2013). Для гранат-фенгит-биотитовых сланцев были получены значения температуры и давления 430–630°C и 6.5–12 кбар, соответствующие умеренным ступеням метаморфизма (Tagiri et al., 2010). Однако в работе (Meyer et al., 2014) на основании результатов моделирования и исходя из петрографических особенностей пород предполагаются высокобарические условия их формирования, что частично согласуется и с данными в (Kasymbekov et al., 2020) для близких по составу образований (9–17 кбар, <630°C). Карбонатно-силикатные породы, содержащие полевые шпаты, диопсид, флогопит, фенгит, эпидот и кварц, были образованы на пике метаморфизма при 11–13 кбар и 600°C (Tagiri et al., 2010). В то же время пиковые параметры формирования сланцев с реликтами граната и хлоритоида соответствуют 12–15 кбар, 485–545°C, а *P-T* оценки регрессивных этапов отвечают >3 кбар, ~500°C (Kasymbekov et al., 2020).

Одна из первых оценок времени проявления (ультра-) высокобарического метаморфизма в пределах Иссыккульского массива была получена для парагонита из эклогитов макбальского комплекса, где К-Аг датировка составляет 482 ± 17 млн лет (Tagiri et al., 1995). Эта оценка в целом близка к полученным позднее U-Pb, Sm-Nd и Lu-Hf датировкам по циркону, гранату и омфациту для эклогитов как макбальского, так и нельдинского комплексов. Конкордантные $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ значения возраста для кайм цирконов из двух образцов эклогитов макбальского комплекса составляют 509 ± 7 и 498 ± 7 млн лет и интерпретируются как время проявления (U)НР метаморфизма (Konopelko et al., 2012). При этом пересечение дискордии с конкордией отвечает возрасту ~1446–1447 млн лет, что может указывать на участие мезопротерозойских комплексов в формировании протолитов для эклогитов (Konopelko et al., 2012). Для ядер цирконов из амфиболитизированных эклогитов были также получены конкордантные значения возраста ~820 и ~700 млн лет, предполагающие возможный возраст протолитов для эклогитов моложе 700 млн лет (Konopelko et al., 2016). Lu-Hf минеральная изохрона по гранату для гранатового амфиболита (регрессивно измененного эклогита) нельдинского комплекса соответствует возрасту 470 ± 3 млн лет и интерпретируется как околопиковый этап высокобарического метаморфизма (Rojas-Agramonte et al., 2013). Рассматривая данную оценку возраста, необходимо принимать во внимание значительную степень регрессивных изменений эклогитов (фактически гранатовых амфиболитов) и учитывать возможность получения омоложенной оценки. Существенно более древняя Sm-Nd оценка возраста пика метаморфизма – 526 ± 10 млн лет – была получена для диафорированных эклогитов нельдинского комплекса (Togonbaeva et al., 2010a).

Оценки возраста кайм цирконов из амфиболитов, отобранных за пределами развития U(НР) образований макбальского комплекса, соответствуют интервалу ~465–453 млн лет (Konopelko et al., 2016) и сопоставимы с временем внедрения гранитоидов алмалысайского комплекса (Апаяров, 2009; Degtyarev et al., 2013). Геохронологические исследования коэзитсодержащих гранат-хлоритоид-талковых сланцев макбальского комплекса позволили получить $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ оценку возраста проявления УНР метаморфизма для кайм цирконов, составляющую 502 ± 10 млн лет, в то время как ядра изученных цирконов демонстрируют широкий возрастной диапазон 2583–642 млн лет, указывающий, вероятно, на осадочное происхождение протолита для УНР сланцев (Konopelko et al., 2012, 2016). К-Аг оценка возраста для фенгита из гранат-хлоритоид-талковых сланцев составляет 509 ± 13 млн лет (Tagiri et al., 2010) и сопоставима с $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ датировкой. Однако Sm-Nd минеральная изохрона по гранату показывает более молодое значение возраста 475 ± 4 млн лет, которое интерпретируется как время роста граната на прогрессивно-пиковом этапе метаморфизма (Meyer et al., 2014). При этом Sm-Nd изотопные характеристики пород ($\epsilon_{\text{Nd}} = -11$) свидетельствуют о значительном вкладе древней коровой компоненты при формировании их протолитов (Meyer et al., 2014). Близкие оценки возраста (481 ± 26 и 480 ± 56 млн лет) получены для акцессорных монацитов из ультравысокобарических сланцев и также характеризуют время проявления УНР метаморфизма пород (Togonbaeva et al., 2009). Для сланцев с реликтами граната и хлоритоида и слюдяных сланцев почти без граната (нельдинский комплекс) К-Аг оценки возраста составляют 474 ± 12 и 524 ± 13 млн лет соответственно (Kasymbekov et al., 2020). Предполагается, что первая оценка возраста является омоложенной и отражает время взаимодействия с ордовикскими гранитоидами, в то время как вторая оценка возраста интерпретируется как время проявления НР метаморфизма и сопоставима с полученными ранее значениями для эклогитов и гранат-хлоритоид-талковых сланцев (Kasymbekov et al., 2020).

Таким образом, характерной особенностью макбальского и нельдинского комплексов является неравномерность проявления в них метаморфических преобразований. Оцененные параметры пика метаморфизма свидетельствуют о метаморфизме некоторых пород макбальского комплекса в условиях сверхвысоких давлений (УНР). В то же время *P-T* оценки для сходных пород нельдинского комплекса соответствуютстановкам НР метаморфизма. Кроме того, в составе макбальского комплекса присутствуют пластины гранатосодержащих кварцитов с реликтами коэзита, формировавшихся в условиях эклогитовой фации, наряду с которыми выявлены кварциты с детритовыми

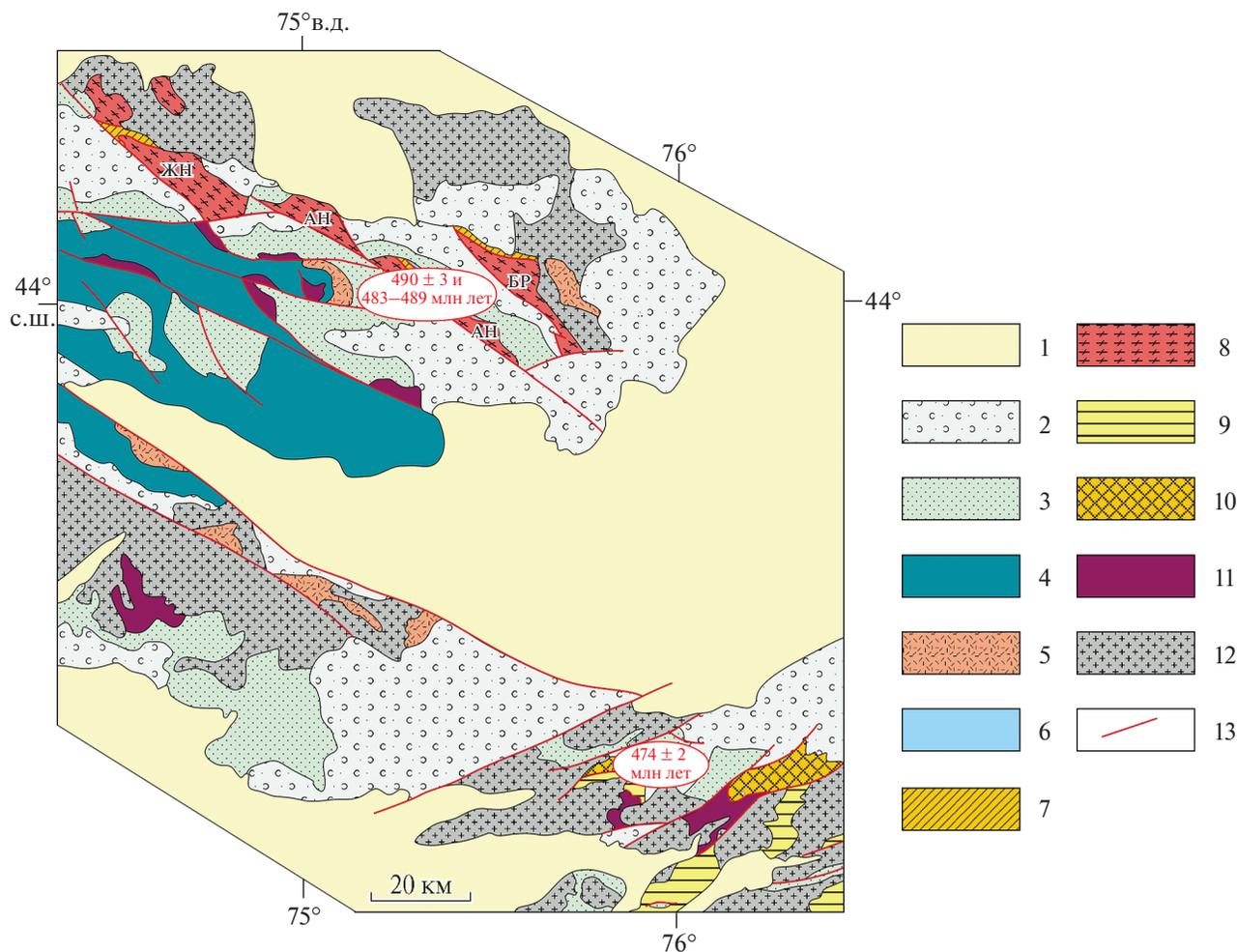


Рис. 4. Положение высокобарических комплексов Жельтаевского и юго-восточной части Чуйско-Кендыктасского массивов.

1 – кайнозойские отложения; 2 – девонские и каменноугольные вулканогенно-осадочные толщи; 3 – ордовикские и нижнесилурийские терригенно-карбонатные и флишевые толщи; 4 – нижнеордовикские флишевые толщи; 5 – поздненеопротерозойские риолиты, их туфы и базальты (копинская свита); 6–8 – комплексы Жельтаевского массива: 6 – раннекембрийские гранодиориты и граниты, 7 – кояндинский комплекс, 8 – анрахайский комплекс; 9, 10 – комплексы Актюзского блока Чуйско-Кендыктасского массива: 9 – кеминский комплекс, 10 – актюзский комплекс; 11 – кембрийские офиолиты; 12 – палеозойские гранитоиды; 13 – разрывные нарушения. Блоки Жельтаевского массива: ЖН – Жингельдинский, АН – Анрахайский, БР – Бурлинский. На рисунке отмечены наиболее важные оценки времени проявления околопикового этапа высокобарического метаморфизма пород Чуйско-Кендыктасского и Жельтаевского массивов.

цирконами, почти не несущими признаков метаморфических преобразований в условиях высоких ступеней (Rojas-Agramonte et al., 2014; Алексеев и др., 2020).

ЧУЙСКО-КЕНДЫКТАССКИЙ МАССИВ

Чуйско-Кендыктасский массив располагается в южной части палеозойд Казахстана. Его значительная часть перекрыта средне-верхнепалеозойскими и мезозойско-кайнозойскими толщами,

разделяющими массив на ряд блоков, в строении которых участвуют в основном докембрийские комплексы. Метаморфические породы умеренных и высоких ступеней приурочены к Актюзскому блоку, расположенному в юго-восточной части массива, где входят в состав актюзского и кеминского комплексов (рис. 4) (Бакиров, 2003).

Метаморфические породы актюзского и кеминского комплексов тектонически перекрыты фрагментами метаморфизованных раннекембрийских (~530 млн лет) офиолитов коपुरели-

сайского комплекса, представленных амфиболитизированными габбро, метабазами и долеритами (Бакиров и др., 2003; Kröner et al., 2012). С кембрийскими и нижнеордовикскими вулканогенно-осадочными толщами, распространенными к западу и юго-западу от Актюзского блока, метаморфические комплексы имеют тектонические отношения. В юго-западной части блока на небольшом участке метаморфические породы с резким несогласием перекрыты терригенно-карбонатной толщей среднего ордовика. На больших площадях в различных частях Актюзского блока метаморфические комплексы прорваны крупными плутонами гранитоидов раннего, среднего и позднего палеозоя (рис. 4).

Актюзский комплекс преимущественно сложен рассланцованными тоналит-гранодиоритовыми гнейсами, в том числе гранат- и фенгитсодержащими, и гнейсогранитами с полученными возрастными кристаллизации расплавов, родоначальных для протолитов пород, -778 ± 6 и 834 ± 8 млн лет (Kröner et al., 2012). В подчиненном количестве среди гнейсов присутствуют мраморы и кварциты, а также тела гранатовых и эпидотовых амфиболитов мощностью от 0.5 до 70 м и длиной до 200 м, в центральных частях сохраняющие минеральные парагенезисы эклогитовой фации. Кеминский комплекс сложен главным образом мигматизированными гранатсодержащими парагнейсами и сланцами, реже отмечаются гнейсограниты. В строении кеминского комплекса также выделяются интенсивно мигматизированные мафические разности (габбро-амфиболиты) и парагнейсы с прослоями кварцитов, мраморов, графитовых сланцев (Бакиров и др., 2003). Полученные оценки возраста формирования протолитов для гнейсо-гранитов кеминского комплекса отвечают 799 ± 6 , 810 ± 10 , 814 ± 5 , 844 ± 9 млн лет (Kröner et al., 2012). При этом накопление осадочного протолита парагнейсов началось не древнее 500 млн лет, а среди источников сноса преобладали мезопротерозойские (~1100–1300 млн лет) образования при участии и более древних (до 2460 млн лет) комплексов (Kröner et al., 2012; Rojas-Agramonte et al., 2014). Sm-Nd и Lu-Hf изотопные характеристики метаморфических пород актюзского и кеминского комплексов свидетельствуют о формировании их протолитов в результате переработки более древних коровых комплексов с возрастом ~1.5–2.1 млрд лет ($\epsilon_{Nd} = -5...-12$). В то же время интенсивно измененные эклогиты имеют положительные значения $\epsilon_{Nd} = +3.1-3.7$ (Kröner et al., 2012; Klemd et al., 2014). На участие более древних коровых комплексов в формировании протолитов метаморфических пород указывает и оценка возраста ядра циркона из неопротерозойских мигматитов, равная 1180 ± 9 млн лет (Kröner et al., 2012).

В большинстве случаев эклогиты актюзского комплекса превращены в гранатовые амфиболиты, а минеральные парагенезисы (гранат, омфациит, фенгит), соответствующие условиям эклогитовой фации, сохраняются в редких случаях в центральных частях тел метабазитов (Klemd et al., 2014, 2015). Оцененные параметры пика метаморфизма эклогитов отвечают 16–23 кбар, 550–670°C, в то время как ассоциации регрессивных этапов соответствуют 10–11.5 кбар при 730, 600–650, 550–570°C (Orozbaev et al., 2007; 2010; Rojas-Agramonte et al., 2013; Klemd et al., 2014, 2015). Гранаты эклогитов нередко сохраняют реликты проградной зональности и содержат минеральные включения глаукофана, Fe-ставролита, парагонита, Mg-гарамиита, которые интерпретируются как ассоциации ранних, проградных этапов метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации и фации голубых сланцев, сформированные при 4–10 кбар, 560–650°C и 8–16 кбар, 330–570°C (Takasu, Orozbaev, 2009; Orozbaev et al., 2010). Минеральные ассоциации гранатовых амфиболитов, образованных по эклогитам, на проградной и пиковой стадиях отвечают 11–12 кбар, 600–640°C и 14–15 кбар, 675–735°C соответственно (Orozbaev et al., 2010). Таким образом, *P-T* эволюция эклогитов актюзского комплекса, очевидно, включала этапы прогрессивного метаморфизма на фоне повышения температуры и давления при субдугировании протолитов пород на глубины более 50 км, преобразования на пике метаморфизма и регрессивные изменения в условиях изотермальной декомпрессии при эксгумации высокобарических пород. При этом информация о метаморфических преобразованиях, вмещающих эклогиты гранатсодержащих гнейсов, почти отсутствует. В работе (Orozbaev et al., 2010) отмечается, что протолиты гнейсов, по-видимому, также подвергались метаморфизму на прогрессивной (10 кбар, 477°C) и пиковой (13–15 кбар, 635–745°C) стадиях, а затем были регрессивно изменены в процессе эксгумации пород в условиях более низких ступеней.

Полученная Lu-Hf оценка возраста 474 ± 2 млн лет по гранату из интенсивно измененного эклогита актюзского комплекса интерпретируется как время проявления высокобарического метаморфизма на прогрессивной–околопиковой стадиях (Rojas-Agramonte et al., 2013). Sm-Nd оценка возраста для эклогита составляет 462 ± 7 млн лет и отвечает времени эксгумации высокобарических пород на верхнекоровые уровни при $P < 10$ кбар, $T = 650-600^\circ\text{C}$ (Klemd et al., 2014). При этом $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ возраст плато ~481 млн лет для фенгита из регрессивно измененных эклогитов рассматривается как удивительный из-за избытка радиогенного аргона (Klemd et al., 2014). Оценка возраста ~749 млн лет, полученная в (Tagiri et al., 1995) для эклогитов актюзского комплекса (Rb-Sr изохрона по амфиболу, рутилу, омфацииту, гранату и валовому составу

породы), считается недействительной, так как в работе (Kröner et al., 2012) указывается на неравновесность граната и омфациита с рутилом, а также валового состава породы.

ЖЕЛЬТАВСКИЙ МАССИВ

В юго-восточной части Чу-Илийских гор в Южном Казахстане метаморфические, в том числе высокобарические, комплексы участвуют в строении Жельтавского массива, который располагается к северо-востоку от Чуйско-Кендыктаского массива (рис. 4). Эти массивы разделены комплексами Джалаир-Найманской офиолитовой зоны, сложенной тектонически сближенными фрагментами раннекембрийских офиолитов и базальт-риолитовыми ассоциациями, верхнекембрийскими кремнисто-базальтовыми и туфогенными толщами, которые перекрываются флишевыми и кремнисто-терригенными отложениями нижнего ордовика (Рязанцев и др., 2009; Дегтярев, 2012). Ордовикскими и девонскими вулканогенно-осадочными толщами Жельтавский массив разделен на Анрахайский, Жингельдинский и Бурлинский блоки (Pilitsyna (Skoblenko) et al., 2019a). Метаморфические породы Жельтавского массива имеют тектонические взаимоотношения с интенсивно тектонизированными фрагментами офиолитов, а также неметаморфизованными раннекембрийскими (~510 млн лет) гранодиоритами, кварцевыми диоритами и гранитами, выявленными только в Анрахайском блоке (Alexeiev et al., 2011; Pilitsyna (Skoblenko) et al., 2019a). С резким несогласием метаморфические породы Жельтавского массива перекрываются ранне- и среднеордовикскими терригенно-карбонатными толщами (рис. 4).

По составу преобладающих разностей и степени преобразований метаморфические породы Жельтавского массива разделены на анрахайский и кояндинский комплексы. Породы анрахайского комплекса слагают большую часть Жельтавского массива и представлены разнообразными ортогнейсами, для которых получены оценки возраста формирования протолитов ~790 и 1840 млн лет, образованными за счет переработки раннекембрийских коровых комплексов (Kröner et al., 2007; Третьяков и др., 2011; Pilitsyna (Skoblenko) et al., 2019a). Также среди пород анрахайского комплекса широкое распространение имеют гранатовые и эпидотовые амфиболиты, формирующие тела до нескольких сотен метров. Преобладающими породами кояндинского комплекса являются гранат-сланцевые сланцы (интенсивно диафторированные гнейсы) с реликтами кианита, фенгита и калиевого полевого шпата; нередко породы мигматизированы. В подчиненном количестве присутствуют двуслюдяные сланцы без граната, мраморы, кварциты (метаморфизованные кремни) и безгранатовые амфиболиты, не содержащие индекс-ми-

нералов высокобарического метаморфизма. Детритовые цирконы из гранат-сланцевых сланцев кояндинского комплекса имеют ядра с реликтами магматической зональности с возрастными интервалами: 667–834, 868–1051, 1087–1220, 1296–1378 и 2464–2539 млн лет и максимумами в ~985 и в 1151 млн лет и каймы, сформированные в результате высокобарического метаморфизма (Alexeiev et al., 2011; Pilitsyna (Skoblenko) et al., 2019a). Источники протолитов для метапелитов были также образованы за счет переработки раннекембрийской континентальной коры. Характерной особенностью кояндинского комплекса является присутствие тел меланократовых высокобарических пород, представленных гранатовыми амфиболитами, эклогитами, гранатовыми клинопироксенитами, реже шпинелевыми перидотитами, а также талькитами и серпентинитами (Alexeiev et al., 2011; Pilitsyna (Skoblenko) et al., 2018a, 2018b; 2019a). Эти породы слагают различного размера (от первых до нескольких десятков метров) тектонические линзы и блоки среди гранат-сланцевых сланцев.

Метаморфические преобразования ортогнейсов и амфиболитов анрахайского комплекса на пике в целом соответствуют условиям амфиболитовой фации (6.5–10 кбар, 480–550°C). В то же время в гранат-сланцевых сланцах кояндинского комплекса сохраняются минералы-индикаторы высокобарического метаморфизма. Некоторые зерна граната в породах характеризуются наличием сохранившейся ростовой зональности, выраженной в “куполообразном” распределении MnO и росте пироповой компоненты от ядра к периферийным частям граната. Дальнейшие преобразования пород на фоне повышения температуры и давления, по-видимому, включали в себя рост граната в высокобарических условиях, сопровождавшийся дегидратационным плавлением водосодержащих минералов с образованием перитектических кианита и калиевого полевого шпата в ассоциации с расплавом при 15–18 кбар и 750–850°C. Регрессивные этапы метаморфизма гранат-сланцевых сланцев связаны с эксгумацией пород, в течение которой формировались слюды в условиях декомпрессии при температуре 580–620°C (Pilitsyna (Skoblenko) et al., 2019a). В некоторых зернах граната эклогитов сохраняются реликты проградной зональности, отвечающие условиям амфиболитовой фации – 9–9.5 кбар, 600–640°C. Дальнейшее повышение температуры и давления, обусловленное погружением пород в процессе субдукции, приводит к формированию эклогитового парагенезиса (15–18 кбар, 700–800°C). Последующая декомпрессия, связанная с эксгумацией высокобарических пород, выражена в замене омфациита диопсид-альбитовыми симплектитовыми сростаниями в условиях гранулитовой фации и повсеместным развитием амфибола в условиях амфиболитовой фации (Pilitsyna (Skoblenko) et al., 2018a). Наличие реликтов кайм вокруг

граната с включениями в структурно близких гранатовых и эпидотовых амфиболитах кояндинского комплекса и сходство геохимических характеристик пород с эклогитами предполагают формирование гранатовых, а позднее эпидотовых амфиболитов в результате регрессивных изменений эклогитов. Гранатовые клинопироксениты, чередующиеся с эклогитами, характеризуются близкими оценками пика метаморфизма (16.5–17.5 кбар, 800–860°C) и сходными условиями регрессивного метаморфизма в условиях амфиболитовой фации. Однако выводы о наличии проградной ветви метаморфизма в эволюции пород основаны лишь на структурной близости и сходных геохимических характеристиках гранатовых клинопироксенитов с эклогитами, что предполагает совместное участие их протолитов в субдукционных процессах (Pilitsyna (Skoblenko) et al., 2018a). Аналогичный *P-T* тренд “по часовой стрелке” предполагается и для шпинелевых ультрамафитов кояндинского комплекса. Он включает вовлечение их протолитов в субдукционные процессы с формированием шпинелевых, а затем и гранатовых перидотитов на глубинах более 60 км. Последующая эксгумация пород сопровождалась термальной релаксацией и декомпрессией (распад граната и образование пироксен-шпинелевых симплектитов с каймами ортопироксена вокруг оливина) при 11–14.5 кбар, 580–800°C (Pilitsyna (Skoblenko) et al., 2018b).

Для двух точек из метаморфических кайм цирконов из гранат-сланцевых сланцев кояндинского комплекса были получены U-Pb оценки возраста 460 ± 11 и 486 ± 11 млн лет (Pilitsyna (Skoblenko) et al., 2019a). Возраст высокобарического метаморфизма гранатовых клинопироксенитов кояндинского комплекса составляет 490 ± 3 млн лет (Alexeiev et al., 2011). Цирконы из гранитоидной лейкосомы мигматизированных гнейсов, содержащих тела эклогитов и шпинелевых перидотитов, имеют ядра с хорошо выраженной магматической зональностью ($\text{Th}/\text{U} = 0.49\text{--}0.64$) и обогащенные ураном каймы ($\text{Th}/\text{U} = 0.008\text{--}0.069$). Для шести конкордантных значений из ядерных частей цирконов была получена средняя $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ оценка возраста 755 ± 5 млн лет, а для одного из ядер циркона — $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ оценка 2556 млн лет. При этом для кайм цирконов получена $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ оценка 483 ± 3 млн лет. Среди цирконов из гранитоидов лейкосомы выявлены отдельные зональные зерна с высоким содержанием урана ($\text{Th}/\text{U} = 0.009\text{--}0.012$), для которых получена оценка возраста кристаллизации ~490 млн лет.

Таким образом, раннепалеозойские оценки возраста (483–489 млн лет), полученные как для кайм, так и для некоторых отдельных зерен цирконов, отражают время формирования гранитоидного расплава лейкосомы, связанного с плавлением

гнейсов в условиях высоких ступеней метаморфизма (Пилицына (Скобленко), Третьяков, 2020). Эти значения близки полученным ранее оценкам возраста проявления высокобарического метаморфизма в гранат-сланцевых сланцах и гранатовых клинопироксенитах кояндинского комплекса. Верхний возрастной предел эксгумации высокобарических пород определяется по их перекрытию несогласно залегающими терригенно-карбонатными породами нижнего ордовика (~475 млн лет).

ИШИМ-НАРЫНСКИЙ (ИШИМ-СРЕДИННО-ТЯНЬШАНСКИЙ) МАССИВ

Ишим-Нарынский массив является крупнейшим в западной части Центрально-Азиатского пояса, он имеет дугообразные очертания и протягивается от хребта Сарыджаз на востоке Тянь-Шаня до излучины р. Ишим в Северном Казахстане. В строении массива участвуют разнообразные, в основном позднедокембрийские, метаморфические, магматические и осадочные комплексы. Метаморфические, в том числе высокобарические, образования выявлены на относительно небольшой площади в центральной части массива на юге Чаткальского хребта и являются наименее изученными среди подобных образований Казахстана и Тянь-Шаня. Северо-западнее метаморфических пород Чаткальского хребта развиты дезинтегрированные раннепалеозойские офиолиты каратерекского комплекса, в строении которого участвуют пироксениты, габбро-амфиболиты, metabазальты и кремнистые породы (Иванов и др., 2002; Alexeiev et al., 2016). Метаморфические образования прорваны позднеордовикскими и силурийскими (~450–420 млн лет) гранитоидами, вместе с которыми они перекрываются средне- и позднепалеозойскими осадочными толщами (Alexeiev et al., 2016).

Метаморфические породы южной части Чаткальского хребта объединены в кассанскую серию (в ранних работах (Бакирова и др., 1989, 1996, 2003) кассанского или кассансайского метаморфического комплекса). В строении кассанской серии выделяется несколько комплексов, состоящих из пород различного состава и ступеней метаморфизма. Наиболее низкое структурное положение занимает шалдырский комплекс, сложенный гранат-сланцевыми сланцами и гнейсами с телами гранатовых амфиболитов и амфиболитизированных эклогитов, редко мигматитов. Структурно выше располагаются мраморы с прослоями кварцитов, в редких случаях содержащие тела амфиболитов (метадолеритов), относящиеся к терексайскому комплексу. Более высокое положение занимает семизсайский комплекс,

образованный гранат-биотитовыми, двуслюдяными, турмалиновыми, хлорит-биотитовыми и хлорит-альбитовыми сланцами, а также габбро-амфиболитами, гранатовыми амфиболитами и регрессивно измененными эклогитами, биотит-амфиболовыми сланцами (Бакиров и др., 1996, 2003; Loury et al., 2016). Среди пород семизсайского комплекса отмечаются тела серпентинитов и лиственитов (Бакиров и др., 2003). Для метавулканитов (хлорит-альбитовых сланцев) и двуслюдяных сланцев семизсайского комплекса были получены оценки возраста детритовых цирконов с максимумом ~460 млн лет. При этом формирование протолитов метаосадочных пород началось не древнее 510 млн лет в основном за счет разрушения мезопротерозойских (~1000–1200 млн лет) образований и при участии более древних (до 3000 млн лет) комплексов (Бакиров и др., 1996; Rojas-Agramonte et al., 2014). Иштанбердинский метаморфический комплекс занимает наиболее высокое структурное положение и сложен метаосадочными породами, включающими ставролитовые, андалузит-силлиманитовые и кианит-силлиманитовые сланцы, формирование которых связывают с наложенным этапом зонального метаморфизма барровианского типа (Бакиров и др., 1996; 2003; Loury et al., 2016; Alexeiev et al., 2016; Mühlberg et al., 2016). Sm-Nd изотопные характеристики гранат-слюдяных сланцев семизсайского и шалдырского комплексов ($\epsilon_{Nd} = -9...-10$) и метапелитов иштанбердинского комплекса свидетельствуют о преобладании древней коровой компоненты в составе их протолитов, а полученные Nd-модельные возрасты составляют 1.62 и 1.7 млрд лет (Mühlberg et al., 2016).

Особенности метаморфической эволюции высокобарических пород кассанской серии изучены фрагментарно и, главным образом, относятся к амфиболитизированным эклогитам и амфиболитам с реликтами пироксен-плаггиоклазовых или амфибол-плаггиоклазовых симплектитов гранулитовой фации. Регрессивно измененные эклогиты на пике метаморфизма были сформированы при 16–18 кбар, 490–540°C, а затем преобразованы в условиях амфиболитовой фации – 11–8 кбар, 560°C (Loury et al., 2016; Mühlberg et al., 2016). Для кианит-ставролит-гранат-биотитовых сланцев иштанбердинского комплекса были получены оценки температуры на прогрессивной стадии ~400°C, в то время как условия пика метаморфизма характеризуются *P-T* параметрами 7.2 кбар и 650°C (Ивлева, 2003, 2010).

Вопрос времени проявления высокобарического метаморфизма кассанской серии является наиболее дискуссионным и в настоящее время не

решен. В работе (Loury et al., 2016) для алланита с включениями омфацита из гранатового амфиболита с реликтами эклогитового парагенезиса была получена позднепалеозойская оценка возраста 301 ± 15 млн лет, которая интерпретируется как время проявления околопикового этапа высокобарического метаморфизма пород. По Sm-Nd минеральным изохронам по гранату для регрессивно измененных эклогитов получены близкие (317 ± 4 и 316 ± 3 млн лет) результаты, которые сопоставимы с ^{40}Ar - ^{39}Ar возрастными плато 314 ± 2 и 313 ± 2 млн лет для мусковита из гранат-слюдяных сланцев, вмещающих эклогиты (Mühlberg et al., 2016). Однако никаких свидетельств вовлечения этих метаосадочных комплексов в процессы высокобарического метаморфизма не приводится. Наряду с этим, в работах (Alexeiev et al., 2016, 2019) на основании возраста прорывающих метаморфические образования гранитоидов и кислых вулканитов семизсайского массива предполагается раннепалеозойский возраст высокобарического метаморфизма для пород кассанской серии древнее ~420–450 млн лет.

СОСТАВЫ И ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ПРОТОЛИТОВ ВЫСОКО- И УЛЬТРАВЫСОКОБАРИЧЕСКИХ ПОРОД

Отсутствие сохранившихся минеральных ассоциаций протолитов (за исключением циркона) в метамагматических и метаосадочных комплексах высоких и сверхвысоких давлений не позволяет в полной мере восстановить составы их протолитов и сделать надежные выводы об источниках и обстановках формирования этих пород до начала процессов их метаморфических преобразований. В то же время химические составы, особенности распределения микровключений в минералах-индикаторах эклогитовой фации (таких как гранат, омфацит) и изотопно-геохимические характеристики высоко- и ультравысокобарических образований совместно с геохронологическими данными являются распространенными критериями для восстановления составов протолитов пород и условий их образования.

Исследования высоко- и ультравысокобарических пород западной части Центрально-Азиатского орогенного пояса, проведенные в последние десятилетия, показали, что среди них преобладают метамагматические и метаосадочные кварц-полевошпатовые комплексы с телами эклогитов или образованных по ним гранатовых амфиболитов, реже отмечаются эклогит-глаукофансланцевые ассоциации (только в Иссыккульском и Чуйско-Кендыктасском массивах). Почти для всех изучен-

ных комплексов высоких и сверхвысоких давлений были восстановлены *P-T* тренды и получены оценки возраста проявления высоко- и ультравысокобарического метаморфизма (табл. 1). Однако реконструкции составов протолитов пород и обстановок их формирования приведены в ограниченном количестве работ и являются перспективной задачей для последующих исследований.

Зерендинская серия Кокчетавского массива

Метаморфические комплексы зерендинской серии включают разнообразные сланцы, гнейсы и карбонатно-силикатные породы, в некоторых случаях мигматизированные, которые содержат тела эклогитов, гранатовых и эпидотовых амфиболитов, гранатовых пироксенитов, гранатовых и шпинелевых перидотитов. В пределах западной области преобладают алмаз- и коэзитсодержащие метаосадочные комплексы с эклогитами и гранатовыми перидотитами. В восточной области наряду с метаосадочными породами, наиболее высокоградные из которых соответствуют коэзитсодержащим разностям, широко распространены метамагматические образования более низких ступеней. Присутствие в метаморфических цирконах из алмазсодержащих гранат-биотитовых гнейсов участка Кумды-Коль ядер широкого возрастного диапазона позволяет предполагать, что протолитами этих пород являлись осадочные образования смешанного состава (Claoue-Long et al., 1991; Shatsky et al., 1995, 1999; Ragozin et al., 2009; Stepanov et al., 2016). При этом Sm-Nd изотопные характеристики гнейсов указывают на формирование их протолитов за счет переработки комплексов континентальной коры с возрастом 2.2–2.3 млрд лет (Shatsky et al., 1999). М.М. Буслов и Г.М. Вовна (2008) предполагают, что протолиты метаосадочных пород участка Кумды-Коль близки по составу к позднекембрийским графитовым терригенно-карбонатным и песчано-сланцевым породам кокчетавской серии. Однако существенные различия изотопно-геохимических характеристик кварцитов и сланцев кокчетавской серии ($\epsilon_{Nd}(T)$ от +3.4 до –3.3, $T_{Nd}(DM)$ 1.3–1.8 млрд лет) с одной стороны, гнейсов и сланцев участка Кумды-Коль ($\epsilon_{Nd}(T)$ от –12.8 до –5.4, $T_{Nd}(DM)$ 2.2–2.3 млрд лет) с другой (Shatsky et al., 1999; Kovach et al., 2017), не позволяют принять такую точку зрения. Гранат-кианит-сланцевые сланцы участка Барчи-Коль, гранат-кианит-силлиманит-биотитовые сланцы участка Энбек-Берлык и биотитовые сланцы участка Сулу-Тобе имеют повышенные содержания глинозема и по составу соответствуют глинистым сланцам, в то время

как высокие содержания K_2O и SiO_2 в слюдяных сланцах участка Кулет позволяют предполагать, что их протолитом могли являться аркозовые песчаники (Shatsky et al., 1995, 1999). Известковистые глинистые сланцы рассматриваются в качестве протолита для алмазсодержащих гнейсов участка Барчи-Коль (Korsakov et al., 2002). Алмазсодержащие карбонатно-силикатные породы зерендинской серии также являются метаосадочными образованиями (Sobolev et al., 2011), сформированными, по-видимому, за счет метаморфических преобразований глинистых сланцев и известняков (Shatsky et al., 1995, 1999).

В строении высокобарических комплексов восточной области, наряду с метаосадочными породами, большую роль играют различные ортогнейсы, содержащие тела эклогитов и гранатовых амфиболитов. Геохимические особенности ортогнейсов свидетельствуют, что их протолитами являлись магматические породы кислого состава. Более детальные исследования ортогнейсов проведены очень локально только на участке Чаглинка (Glorie et al., 2015). Здесь в ортогнейсах, вмещающих тела эклогитов, присутствуют акцессорные цирконы мезопротерозойского (~1100 млн лет) и раннепалеозойского (530–490 млн лет) возраста, характеризующие время формирования протолита и возраст метаморфизма соответственно. Изучение изотопного состава Hf ($\epsilon_{Hf}(T)$ от –3.0 до –17.1, $T_{Nd}(DM)$ 1.7–2.6 млрд лет) в этих цирконах показало, что образование гранитного протолита ортогнейсов происходило за счет переработки палеопротерозойских коровых комплексов. Гранитоиды мезопротерозойского возраста, содержащие цирконы с такими изотопными характеристиками, широко распространены в составе зерендинской серии на участках, где метаморфизм пород этой серии не превышает амфиболитовой фации (Glorie et al., 2015, Туркина и др., 2011, Третьяков и др., 2011). Поэтому, несмотря на недостаток данных, можно предполагать, что протолитами ортогнейсов восточной области являются мезопротерозойские гранитоиды, источниками которых являлись комплексы раннекембрийской коры.

Дискуссионными являются вопросы состава и обстановок формирования протолитов эклогитов зерендинской серии. По химическому составу большинство проанализированных эклогитов попадают в поле N-MORB, реже они близки к типу E-MORB или соответствуют островодужным базальтам (Шацкий и др., 1993, 2018; Yamamoto et al., 2002; Yui et al., 2010). Неодимовые изотопные характеристики эклогитов ($\epsilon_{Nd}(T)$ от +7.2 до –12.5, $T_{Nd}(DM)$ 0.67–1.93 млрд лет), наряду с обогащен-

нием многих образцов легкими редкоземельными элементами, свидетельствуют о контаминации протолитов эклогитов коровым материалом. Контаминация могла происходить либо при взаимодействии базитовой магмы с комплексами континентальной коры, либо при воздействии на эклогиты расплавов, отделившихся от метаосадочных пород при метаморфизме на околопиковой стадии (Шацкий и др., 2018). В работе (Yamamoto et al., 2002) контаминация эклогитов с характеристиками N-MORB крупноионными литофильными элементами объясняется взаимодействием с расплавами в мантийном клине, отделившимися при субдукции слэба. Среди изученных образцов наименее контаминированным является эклогит участка Сулу-Тобе, имеющий распределение несовместимых элементов и изотопные отношения неодима и стронция, близкие к базальтам N-MORB. Этот эклогит имеет наименьший Nd-модельный возраст ~670 млн лет, который может рассматриваться как максимальный для кристаллизации протолита породы. Предполагается, что протолиты эклогитов представляли собой небольшие тела основного состава, внедрявшиеся в процессе растяжения на пассивной окраине континентального блока (Zhang et al., 2012). Полученные для эклогитов участков Кулет и Барчи-Коль крайне низкие значения $\sigma^{18}\text{O}$ (–3.9‰ для граната) могут свидетельствовать о взаимодействии протолитов пород с холодными метеорными водами в обстановке, переходной от континентального рифтинга к океаническому спредингу (Masago et al., 2003).

Считается, что формирование гранатовых перидотитов с Ti-клиногумитом участка Кумды-Коль и ортопироксеновых, антофиллитовых и оливиншпинелевых перидотитов (“шпинелевых гарцбургитов”) участка Энбек-Берлык, вероятно, происходило в результате метаморфизма приповерхностных тел метасоматически измененных (в разной степени хлоритизированных) базальтов, которые до погружения на большие глубины залегали в верхних частях континентальной коры (Ревердатто, Селятицкий, 2005). В то же время существует мнение об образовании гранат-Ti-клиногумитовых перидотитов в процессе метасоматической переработки (Mg-метасоматоз) эклогитов или их протолитов базальтового состава (Yui et al., 2010). В качестве протолитов для коэсит-тальк-гранат-кианит-фенгитовых сланцев также предполагаются метасоматически измененные породы базальтового состава, возможно, при воздействии морской воды (Yui et al., 2010).

Таким образом, метаморфические породы зенитной серии, вероятно, были образованы за счет мезо- и, возможно, раннепротерозойских

осадочных и магматических пород различного состава. В раннем палеозое протолиты высоко- и ультравысокобарических пород были субдуцированы на различные глубины, где подверглись метаморфическим преобразованиям и частичному плавлению, а затем были тектонически совмещены на стадиях эксгумации (Stepanov et al., 2016; Шацкий и др., 2018).

Акджонская серия Иссыккульского массива

Высоко- и ультравысокобарические образования акджонской серии представлены коэситсодержащими гранат-хлоритоид-тальковыми сланцами, кварцито-сланцами и кварцитами с порфиробластами граната с реликтами коэсита, амфиболитизированными эклогитами и “глаукофанитами”, а также гранат-фенгит-биотитовыми сланцами, которые занимают наиболее низкое структурное положение в ядре Макбальской антиформы. Протолитами кварцитов, вероятно, являлись терригенные породы, накопление которых происходило в обстановках пассивной континентальной окраины (Бакиров, Максумова, 2001; Togonbaeva et al., 2009; Meyer et al., 2014; Konopelko et al., 2016). Источниками кластического материала для протолитов кварцитов являлись палеопротерозойские и неогархейские коровые комплексы (Degtyarev et al., 2013; Konopelko et al., 2016; Алексеев и др., 2020). Необходимо отметить, что ультравысокобарическому метаморфизму подверглась лишь часть пород акджонской серии, что привело к образованию ассоциации граната с включениями коэсита, в то время как большая часть пород преобразована в условиях более низких ступеней. Информация о составах и обстановках формирования широко распространенных гранат-фенгит-биотитовых сланцев акджонской серии в настоящее время отсутствует, однако наличие в них детритовых цирконов указывает на осадочное происхождение их протолита (Degtyarev et al., 2013).

Наиболее дискуссионными являются вопросы состава и обстановок формирования протолитов эклогитов и образованных по ним “глаукофанитов” и гранатовых амфиболитов, а также гранат-хлоритоид-тальковых сланцев нельдинского и макбальского комплексов акджонской серии. Одна группа исследователей считает, что протолиты эклогитов являются фрагментами океанической коры, сформированной в обстановке спрединговых центров (Бакиров и др., 2003; Барулева и др., 2011; Meyer et al., 2013, 2014). При этом обогащенные геохимические характеристики пород обусловлены приуроченностью протолитов эклогитов к областям воздействия мантийного плюма или си-

маунтам (Meyer et al., 2013). Другие исследователи предполагают, что протолитами для эклогитов и гранатовых амфиболитов являлись дайки основного состава, внедренные в осадочные толщи континентальной окраины на финальных этапах распада суперконтинента Родиния (Konopelko et al., 2012, 2016; Rojas-Agramonte et al., 2013; Klemm et al., 2015). Природа протолита гранат-хлоритоид-тальковых сланцев также дискуссионна. С одной стороны, в качестве их протолита рассматриваются магматические породы основного состава, которые в океаническом бассейне подверглись гидротермальной переработке, а затем в процессе субдукции были преобразованы в гранат-хлоритоид-тальковые сланцы в условиях сверхвысоких давлений (Meyer et al., 2014). С другой стороны, протолитом для этих сланцев считаются осадочные породы, что подтверждается присутствием детритовых цирконов, а также данными по изотопному составу Nd ($\epsilon_{Nd}(T) - 11$), которые свидетельствуют о формировании протолитов гранат-хлоритоид-тальковых сланцев за счет разрушения древних коровых комплексов (Meyer et al., 2014; Konopelko et al., 2012, 2016).

Таким образом, протолиты высоко- и ультра-высокобарических пород акджонской серии были представлены палео- и мезопротерозойскими осадочными породами различного состава. В то же время эклогиты были сформированы за счет магматических пород основного состава. В раннем палеозое эти образования были вовлечены в субдукционные процессы, что привело к формированию коэситсодержащих сланцев и кварцитов, а также эклогитов.

Актюзский и кеминский комплексы Чуйско-Кендыктасского массива

Данные о составе и природе протолитов высокобарических пород Актюзского блока Чуйско-Кендыктасского массива фрагментарны. Принадлежность к высокобарическим образованиям наиболее распространенных кварц-полевошпатовых пород актюзского и кеминского комплексов, представленных гранатсодержащими гнейсами и сланцами, в настоящее время не подтверждена. Однако имеющиеся изотопно-геохронологические данные указывают на формирование протолитов этих пород в неопротерозое в результате переработки более древних коровых комплексов с возрастом ~1.5–2.1 млрд лет (Kröner et al., 2012). Особенности состава амфиболитизированных эклогитов и их соотношения с вмещающими гнейсами позволяют предполагать, что их протолиты, вероятно, были представлены дайками основного состава, внедренными в комплексы континентальной ко-

ры до начала субдукции (Kröner et al., 2012; Rojas-Agramonte et al., 2013; Klemm et al., 2014). Изотопно-геохимические особенности эклогитов ($\epsilon_{Nd}(T)$ от +3.3 до +3.7) предполагают формирование их протолитов в результате плавления вещества субконтинентальной литосферной мантии и, вероятно, ассимиляцию корового вещества (Klemm et al., 2014).

Кояндинский комплекс Жельтавского массива

Высокобарические породы кояндинского комплекса имеют протолиты как магматического, так и осадочного происхождения. Протолитом кианит-гранатовых парагнейсов кояндинского комплекса являлись терригенные породы, накопление которых происходило в течение эдиакария–кембрия. При этом разрушению подвергались в основном магматические породы кислого состава с возрастом ~1 млрд лет, сформированные в результате плавления палеопротерозойского корового источника (Alexeiev et al., 2011; Pilitsyna (Skoblenko) et al., 2019a). Особенности химического состава эклогитов и гранатовых клинопироксенитов позволяют рассматривать в качестве их протолита внутриплитные базитовые комплексы, внедрение которых в толщи континентальной окраины породы произошло до начала субдукции (Pilitsyna (Skoblenko) et al., 2018a). Возраст протолита эклогитов и гранатовых клинопироксенитов и, соответственно, время проявления внутриплитного магматизма являются дискуссионными. Полученная ранее оценка возраста 489 ± 3 млн лет для гранатовых пироксенитов (Alexeiev et al., 2011) характеризует время проявления высокобарического метаморфизма, что предполагает доордовикский возраст протолита рассматриваемых пород. Протолиты шпинелевых перидотитов, по-видимому, представляли собой фрагменты полосчатого комплекса ультрамафит-мафитового состава, в который входили плагиоклазсодержащие перидотиты, троктолиты, оливковые габбро и меланогаббро, сформированные в результате плавления деплетированного мантийного источника в надсубдукционной обстановке. В процессе закрытия океанического бассейна эти породы были погружены на значительные глубины в поле стабильности граната, а затем экстумированы совместно с другими высокобарическими образованиями кояндинского комплекса (Pilitsyna (Skoblenko) et al., 2018b).

Кассанская серия Ишим-Нарынского массива

Высокобарические образования кассанской серии являются наименее изученными из всех рассмотренных выше комплексов. Дискуссионным является как возраст проявления высокобарического метаморфизма (Loury et al., 2016; Alexeiev et al., 2016), так и принадлежность основной части метаморфических образований (за исключением амфиболитизированных эклогитов) к породам высоких давлений. Данные о составах и обстановках формирования протолитов высокобарических пород крайне ограничены. Гранат-биотитовые, двуслюдяные, хлорит-биотитовые и хлорит-альбитовые сланцы, вмещающие тела эклогитов, являются метаосадочными породами, накопление которых началось не древнее 510 млн лет, в основном за счет разрушения палео- и мезопротерозойских комплексов (Бакиров и др., 1996; Rojas-Agramonte et al., 2014; Mühlberg et al., 2016). Эклогиты, в большинстве случаев превращенные в гранатовые амфиболиты, по своему структурному положению подразделяются А.Б. Бакировым и др. (2003) на будинированные тела в сланцах и гнейсах шалдырского комплекса и силлоподобные тела метадолеритов, развитые среди пород шалдырского и терексайского комплексов. Химические составы эклогитов шалдырского комплекса указывают на обогащенную геохимическую специфику их протолитов, представленных основными породами, сопоставимыми с внутриплитными базальтами (Loury et al., 2016). Представителями наиболее вероятным формированием протолитов эклогитов кассанской серии в обстановке континентального рифтогенеза (Mühlberg et al., 2016). Значения ϵ_{Nd} для эклогитов, рассчитанных на возраст ~316 млн лет, соответствуют интервалу +2.4...+4 и интерпретируются как свидетельствующие об умеренной степени деплетированности мантийного источника протолитов пород (Mühlberg et al., 2016). Для оценки возраста ~460 млн лет, полученной в (Alexeiev et al., 2016), эти значения составляют +3.6...+5.8.

Таким образом, протолиты раннепалеозойских высоко- и ультравысокобарических пород западной части Центрально-Азиатского орогенного пояса представлены в основном позднедокембрийскими кварц-полевошпатовыми гнейсами, сланцами и кварцитами, которые формировались при переработке более древних коровых источников. Мафические образования, превращенные в результате метаморфизма в эклогиты и гранатовые амфиболиты, как правило, слагают небольшие тела в разрезе континентальной коры, формирование которых связано с рифтогенными процессами. Крайне ограничено среди высоко-

барических комплексов представлены фрагменты метаморфизованной океанической литосферы, присутствие которых наиболее надежно доказано в пределах Жельтавского массива.

ПРОБЛЕМЫ, ВОЗНИКАЮЩИЕ ПРИ ПОСТРОЕНИИ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ ФОРМИРОВАНИЯ ВЫСОКО- И УЛЬТРАВЫСОКОБАРИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОЯСА

Построение геодинамических моделей формирования высоко- и ультравысокобарических образований является важной составной частью их исследований. При этом обычно суммируются все данные о строении, составе, обстановках формирования и возрастах как комплексов высоких и сверхвысоких давлений, так и образований, участвующих в строении сопредельных структурно-формационных зон. В настоящее время подавляющее большинство исследователей принимает субдукционную модель формирования комплексов высоких давлений, которая обеспечивает формирование метаморфических пород при значительных давлениях и различных температурах (Tsuji-mori et al., 2006; Ernst et al., 2007). В соответствии с этой моделью магматические и осадочные породы в составе субдуцирующей плиты погружаются на значительные глубины (до 100–150 км), а затем по тому же каналу происходит быстрая эксгумация метаморфических образований, обеспечивающая, по крайней мере, частичную сохранность в них высокобарических минеральных ассоциаций. В зависимости от типа взаимодействующих плит формируются различные комплексы высоких и сверхвысоких давлений. При внутриокеанической конвергенции субдуцированию подвергаются комплексы океанической литосферы и формируются эклогит-глаукофансланцевые метаморфические ассоциации. Такие комплексы, как правило, приурочены к офиолитовым зонам, где, наряду с ультрамафитами, габброидами, плагиогранитами, базальтами и кремнями, слагают блоки в серпентинитовом меланже (Maquyama et al., 1996). В западной части Центрально-Азиатского пояса эклогит-глаукофансланцевые метаморфические образования известны в Чарской и Северо-Балхашской офиолитовых зонах (Волкова и др., 2008; Pilitsyna (Skoblenko) et al., 2019b). В случае участия в конвергентных процессах плиты с континентальной корой, формирование высокобарических комплексов сопровождается коллизией дуга–континент (микроконтинент) или континент–континент (микроконтинент) и предшествующую ей субдукцию. При этом субдукции подвергается пассивная окраина

Кокчетавский массив

континента (микроконтинента), которая вслед за океанической плитой, отделяющей его от островной дуги или другого континента, погружается на мантийные глубины (рис. 5а, 5б). Затем вследствие плавучести континентальной коры и высокой плотности погруженной океанической плиты происходит отрыв последней (слэба), после которого начинается быстрая эксгумация высокобарических комплексов на средне- и верхнекоровые уровни (рис. 5в). При таком сценарии формируются эклогит-сланцево-гнейсовые и эклогит-сланцево-кварцитовые метаморфические ассоциации, к которым относятся все комплексы, рассмотренные в настоящей статье. При этом эксгумация метаморфических пород в субдукционном канале происходит с различных гипсометрических уровней, в том числе соответствующих ниже-среднекоровым глубинам, что обуславливает наблюдаемое во многих случаях сочетание пород различных ступеней метаморфизма в составе единого комплекса.

Такая модель формирования высокобарических пород, образованных при метаморфизме комплексов континентальной коры, предполагает существование латерального ряда структур на этапе субдукции и последующей коллизии континента (микроконтинента) с островной дугой или другим континентальным блоком. Этот ряд включает континентальную окраину континента (микроконтинента), бассейн с океанической корой, аккреционную призму, островную дугу или активную окраину другого континента. После завершения аккреционно-коллизионных процессов и формирования покровно-складчатого сооружения, как правило, сохраняются лишь фрагменты комплексов, образованных в пределах тех или иных структур. При этом наименьшей сохранностью отличаются комплексы бассейна с океанической корой и аккреционной призмы, которые могут быть полностью поглощены и уничтожены при субдукции и последующей коллизии. Гораздо лучше в структуре покровно-складчатых сооружений сохраняются образования континентальных блоков и их окраин, а также комплексы островных дуг, субдуцирование которых на большие глубины проявлено ограниченно и во многом контролируется их положительной плавучестью. Поэтому при построении геодинамической модели формирования высокобарических образований в том или ином регионе необходимо выделение комплексов хотя бы некоторых из структур латерального ряда на этапе субдукции и коллизии. Рассмотрим проблемы, возникающие при построении моделей формирования высокобарических комплексов, в конкретных регионах.

Отечественными и зарубежными исследователями предложены различные модели как формирования высоко- и ультравысокобарических комплексов, так и раннепалеозойской эволюции всего Северного Казахстана. В представленных моделях реконструкция тектонической эволюции этого региона обычно начинается с событий конца неопротерозоя, когда происходит раскол крупного континентального блока с возникновением серии микроконтинентов, одним из которых являлся Кокчетавский, и бассейнов с океанической корой, а также энзиматической (?) островной дуги. Наиболее важными событиями самого начала кембрия (около 530 млн лет) являются субдукция утоненной континентальной коры края Кокчетавского массива под островную дугу до глубин 35–140 км с образованием высокобарических метаморфических комплексов и последующая коллизия массива с островной дугой (Добрецов и др., 1998, 2006; Maruyama et al., 2000; Glorie et al., 2015; Degtyarev et al., 2016).

Главными проблемами этих моделей является отсутствие достоверных данных о комплексах океанических бассейнов и островных дуг, развитых в западной части Центрально-Азиатского пояса и формировавшихся в конце неопротерозоя (~570–540 млн лет). Кроме того, неясна полярность палеосубдукционной зоны, с которой связано формирование высокобарических комплексов. Поэтому в моделях выдвигаются разнообразные, в той или иной степени обоснованные, предположения о выделении таких комплексов в разных структурно-формационных зонах Северного Казахстана.

Н.Л. Добрецов выделяет Ишимскую дугу, развивавшуюся в эдиакарии—начале кембрия, к комплексам которой относятся докембрийские образования на крайнем западе и северо-западе Кокчетавского массива, а также на юго-западе Улутауского и Чуйско-Кендыктасского массивов (Добрецов и др., 1998, 2006). Однако в пределах как Улутауского, так и Чуйско-Кендыктасского массивов неизвестны островодужные комплексы этого возраста. Образование конца докембрия—самых низов кембрия здесь представлены терригенно-карбонатными и черносланцевыми толщами, тиллоидами, которые на отдельных уровнях содержат мощные потоки высокотитанистых базальтов и сопоставляются с рифтогенными комплексами (Зайцев, Хераскова, 1979; Абдулин и др., 1980). На западе и северо-западе Кокчетавского массива среди докембрийских комплексов, кроме широко распространенных кварцитов и сланцев кокчетавской серии,

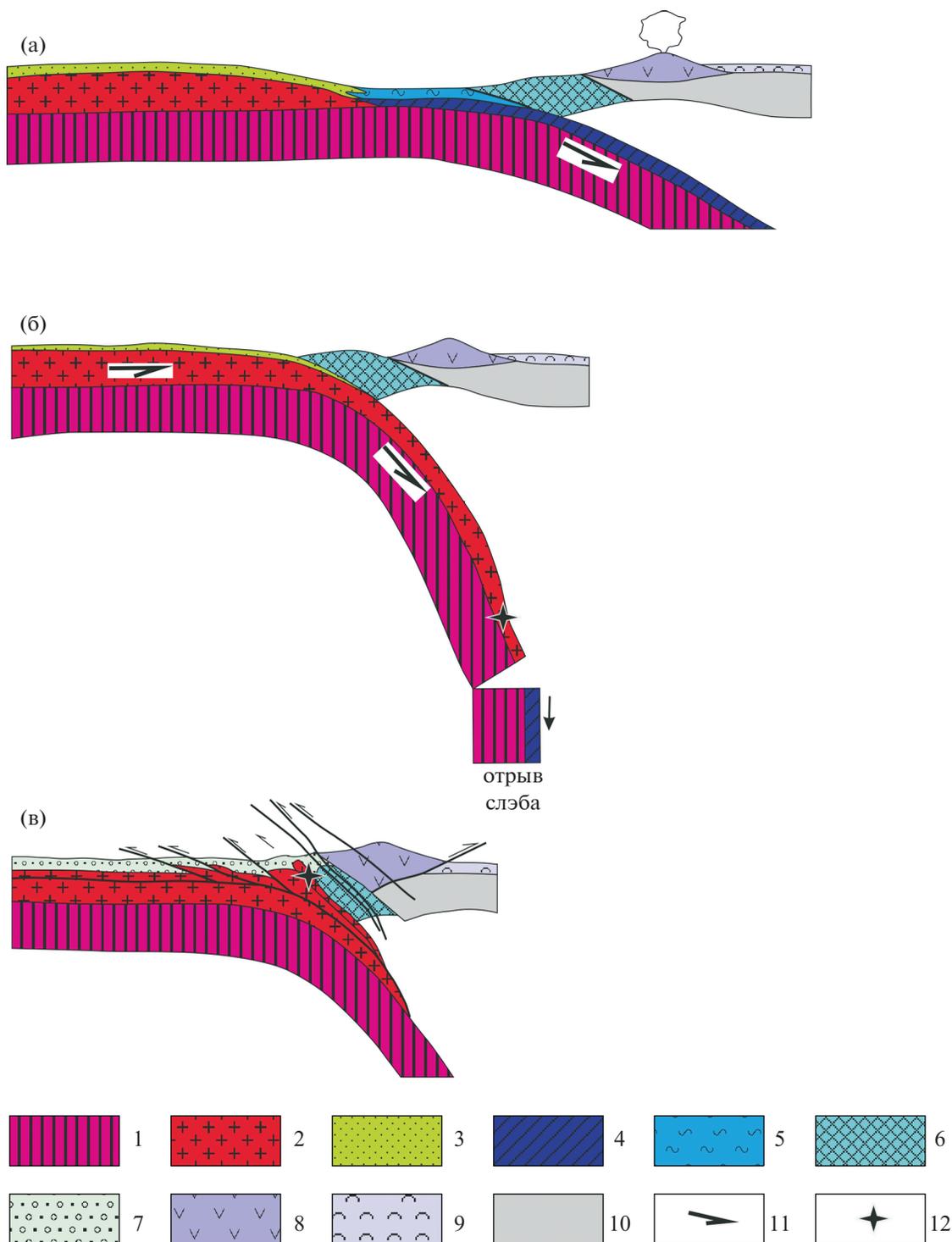


Рис. 5. Идеализированная геодинамическая модель формирования высоко- и ультравысокобарических комплексов западной части Центрально-Азиатского пояса: (а) – этап субдукции коры океанического бассейна под энсиматическую островную дугу; (б) – этап коллизии континента (микроконтинента) и энсиматической островной дуги и формирования (ультра-)высокобарических пород; (в) – этап быстрой экзгумации высокобарических комплексов на средне- и верхнекоровые уровни.

1 – литосферная мантия; 2 – комплексы континентальной коры; 3 – терригенные и терригенно-карбонатные комплексы пассивной окраины континента (микроконтинента); 4, 5 – комплексы бассейнов с океанической корой: 4 – плутоническая часть офиолитов, 5 – кремнисто-базальтовые толщи и кремнистые толщи; 6 – комплексы преддугового блока; 7 – терригенные толщи, в том числе грубообломочные; 8–10 – комплексы энсиматической островной дуги: 8 – вулканические породы, 9 – туфогенно-осадочные породы, 10 – комплексы меланократового фундамента; 11 – направления относительного перемещения блоков; 12 – породы, содержащие высоко- и ультравысокобарические минеральные ассоциации.

выделяется ефимовская свита, сложенная многократно чередующимися серицит-хлоритовыми, углеродистыми и слюдяно-кварцевыми сланцами с пачками бластопсаммитовых кварцито-песчаников и прослоями мраморизованных известняков, и внутриплитная базальт-риолитовая иманбурлукская свита (Degtyarev et al., 2016). Островодужных образований неопротерозоя—начала кембрия, которые могли бы участвовать в строении Ишимской островной дуги, в западном обрамлении Кокчетавского, Улутауском и Чуйско-Кендыктасском массивах не обнаружено.

Селетинская или Степнякская дуги также рассматриваются в качестве возможных структур, с субдукцией континентальной коры под которые может быть связан высокобарический метаморфизм (Добрецов и др., 2006; Glorie et al., 2015). (Добрецов и др., 2006; Glorie et al., 2015). Их комплексы слагают одноименные структурно-формационные зоны к востоку от Кокчетавского массива, где, как показали исследования последних лет, отсутствуют островодужные образования, имеющие возраст древнее возраста формирования высокобарических пород Кокчетавского массива (~530 млн лет) (Дегтярев, 2012). Следовательно, пик высокобарического метаморфизма имел место до заложения Селетинской и Степнякской островных дуг и никак не связан с их эволюцией.

Одним из авторов настоящей статьи было предложено рассматривать в качестве комплексов позднекембрийской островной дуги породы даутской свиты, которая развита на севере Кокчетавского массива — в северной части Шатского массива. Нижняя часть даутской свиты сложена рассланцованными базальтами и туфами основного состава, среди которых встречаются редкие потоки риолитов и прослои туфов кислого состава. В строении верхней части свиты принимают участие чередующиеся рассланцованные риолиты, кристалло- и литокластические туфы кислого состава и туфопесчаники. Общая мощность свиты, вероятно, достигает 1500 м, а особенности состава ее пород свидетельствуют об их формировании в надсубдукционной обстановке. С учетом метаморфических преобразований даутская свита была условно отнесена к неопротерозою (Degtyarev et al., 2016). Однако последующие геохронологические исследования авторов показали, что кислые вулканиты даутской свиты имеют раннеордовикский (480—485 млн лет) возраст. Поэтому высокобарический метаморфизм пород Кокчетавского массива не связан с эволюцией этой дуги.

Выделение комплексов океанической литосферы бассейна, разделявшего в позднем неопротерозое—начале кембрия островную дугу и Кокчетавский микроконтинент, также проблематично.

В работах Н.Л. Добрецова с соавторами к югу от полосы распространения высокобарических образований выделяется домен оз. Белое (рис. 2), в строении которого участвуют амфиболиты, амфиболовые сланцы и метаморфизованные кремни. Предполагается, что они являются фрагментами коры палеоокеанического бассейна. Однако какие-либо данные о составе и возрасте этих пород отсутствуют, известно только, что они тектонически перекрыты кварцитами и сланцами кокчетавской серии неопротерозоя (Добрецов и др., 1998).

В более поздних работах к образованиям океанической литосферы были отнесены породы шучинского ультрамафит-габбрового комплекса, которые слагают небольшие тела на востоке Кокчетавского массива (Добрецов и др., 2006; Жимулев и др., 2011). В строении комплекса преобладают серпентинизированные ультрамафиты, гораздо реже встречаются габбро (Михаилов, 1971). Проведенные исследования наиболее крупного ультрамафит-габбрового тела, расположенного на востоке Кокчетавского массива, позволили установить позднекембрийский (~490 млн лет) возраст габбро и их интрузивные соотношения с метаморфическими породами (Degtyarev et al., 2016).

Таким образом, к настоящему времени в пределах Кокчетавского массива и его обрамления не получено достоверных доказательств существования комплексов большинства палеоструктур, существовавших при формировании высоко- и ультравысокобарических образований на этапах субдукции и коллизии.

Иссыккульский массив

Формирование высокобарических пород акджонской серии западной части Иссыккульского массива почти всеми исследователями связывается с процессами закрытия Терской (Сакского) океанического бассейна (Degtyarev et al., 2013; Klemm et al., 2015; Бакиров, 2017; Alexeiev et al., 2019). Комплексы этого бассейна участвуют в строении Киргиз-Терской зоны Северного Тянь-Шаня, которая в современной структуре разделяет Иссыккульский и Ишим-Нарынский массивы с докембрийской континентальной корой.

В Киргиз-Терской зоне и Иссыккульском массиве выявлены комплексы, становление которых происходило в пределах латерального ряда структур, возникших на этапах субдукции и кол-

лизи при образовании высокобарических комплексов. В то же время существуют некоторые проблемы в построении обоснованной геодинамической модели их формирования.

Предполагается, что в течение неопротерозоя—кембрия Иссыккульский микроконтинент имел пассивную окраину, где происходило накопление терригенно-карбонатных пород (Миколайчук и др., 1997; Degtyarev et al., 2013). Однако достоверных данных о возрасте кварцито-сланцевых толщ западной части Иссыккульского массива не имеется. В некоторых сланцево-карбонатных и кварцитовых разрезах, относимых ранее к концу неопротерозоя—кембрию (Degtyarev et al., 2013), выявлены обломочные цирконы с возрастными древнее 1 млрд лет (Alexeiev et al., 2020). Поэтому в настоящее время эти комплексы относятся к концу мезопротерозоя—началу неопротерозоя и сопоставляются с одновозрастными кварцито-сланцевыми толщами Северного Казахстана (Alexeiev et al., 2020). Также неизвестен возраст внедрения базитов, которые в дальнейшем были превращены в эклогиты и гранатовые амфиболиты, слагавшие дайки и силлы в терригенно-карбонатных толщах пассивной окраины, хотя предполагается их неоднократное внедрение (Degtyarev et al., 2013).

Высокобарический метаморфизм пород акджонской серии (~510–500 млн лет) в известных моделях связывается с коллизией Иссыккульского микроконтинента с раннекембрийской Султансаринской энсиматической дугой и закрытием разделявшего их бассейна с океанической корой, которому предшествовала субдукция под островную дугу (Degtyarev et al., 2013; Alexeiev et al., 2019). Комплексы Султансаринской островной дуги присутствуют в центральной части Киргиз-Терскайской зоны, где к ним относится капкаташская серия дифференцированных вулканитов. Активное развитие этой дуги прекратилось в самом конце раннего кембрия, когда она была перекрыта карбонатным чехлом (Миколайчук и др., 1997). Реликты комплексов бассейна с океанической корой, разделявшего островную дугу и Иссыккульский микроконтинент, выявлены на западе Киргиз-Терскайской зоны и представлены раннекембрийскими (~520 млн лет) офиолитами с надсубдукционными характеристиками (Degtyarev et al., 2013).

Однако в рассмотренных моделях не находится места внедрению в конце раннего—начале среднего кембрия (~515 млн лет) Канджайляуского гранитоидного плутона, прорывающего породы акджонской серии (Копорелко et al., 2012). Вещественный состав этого плутона изучен недостаточно и обстановки его формирования неизвестны. Также не рас-

сматриваются раннеордовикские (~470 млн лет) оценки околопикового возраста высокобарического метаморфизма, которые получены для гранатовых амфиболитов по эклогитам в макбальском комплексе (Rojas-Agramonte et al., 2013). Этот метаморфизм может быть связан с эволюцией позднекембрийско-раннеордовикского латерального ряда структур, включающих окраину Иссыккульского микроконтинента, бассейн с океанической корой (базальты терекской свиты верхнего кембрия) и Караарчинскую энсиматическую островную дугу (базальты, андезибазальты, андезиты караарчинской свиты верхнего кембрия) (Degtyarev et al., 2013).

Чуйско-Кендыктасский и Жельтавский массивы

Геодинамические модели формирования высокобарических комплексов Чуйско-Кендыктасского и Жельтавского массивов целесообразно рассматривать совместно, так как в обоих случаях метаморфизм высоких давлений связывается с эволюцией Джалаир-Найманской офиолитовой зоны (Alexeiev et al., 2011; Kröner et al., 2012; Klemd et al., 2015; Pilitsyna (Skoblenko) et al., 2019b). В ее строении участвуют раннекембрийские (520–525 млн лет) надсубдукционные офиолиты и контрастная серия, верхнекембрийские островодужные комплексы (сулусайская свита) и офиолиты с характеристиками N-MORB и E-MORB (ащисуйская свита) (Рязанцев и др., 2009; Дегтярев, 2012). Эти образования тектонически сближены и перекрыты нижнеордовикской флишевой толщей (Дегтярев, 2012).

Высокобарический метаморфизм комплексов окраины Чуйско-Кендыктасского микроконтинента в раннем ордовике (~475 млн лет) в известных моделях связывается с закрытием Джалаир-Найманского бассейна с океанической корой и последующей коллизией с Жельтавским микроконтинентом. При этом предполагается, что в течение кембрия окраина Жельтавского микроконтинента была активной (Kröner et al., 2012; Klemd et al., 2015). Однако в пределах Жельтавского массива отсутствуют надсубдукционные комплексы кембрийского возраста. Кембрийские (~510 млн лет) гранодиориты и граниты с надсубдукционными характеристиками, развитые в северо-восточной части Анрахайского блока (рис. 4), отделены от комплексов Жельтавского массива выходами офиолитов (Pilitsyna (Skoblenko) et al., 2018b). Поэтому более вероятна связь высокобарического метаморфизма актюзского и кеминского комплексов с коллизией Чуйско-Кендыктасского микроконтинента с Сулусайской островной дугой,

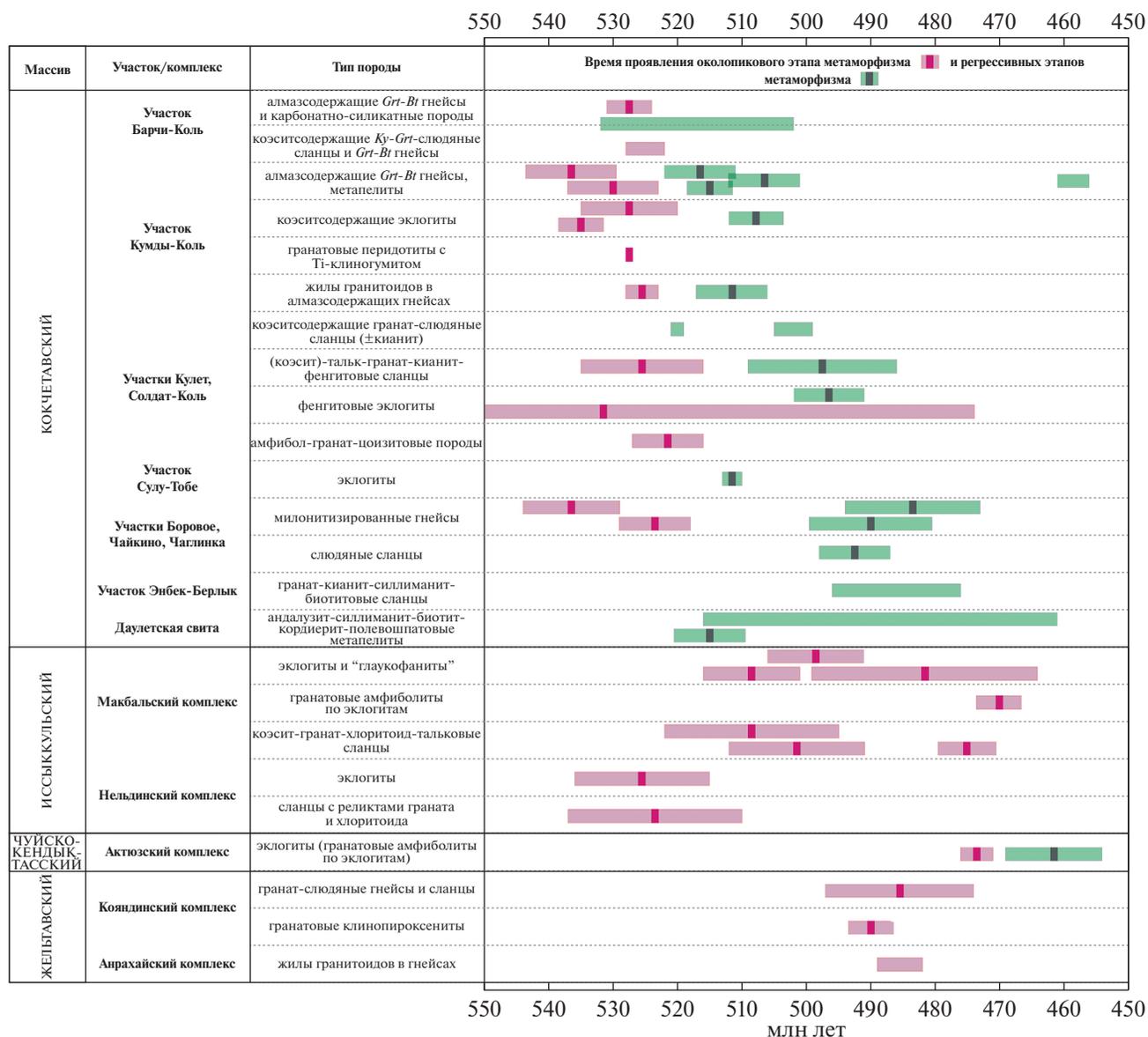


Рис. 6. Оценки времени проявления околоницкого этапа (розовый цвет) и более поздних этапов (зеленый цвет) метаморфизма, полученные для пород сверхвысоких, высоких и умеренных давлений в пределах Кокчетавского, Иссыкульского, Чуйско-Кендыктасского и Жельтавского массивов (западный сегмент Центрально-Азиатского орогенного пояса).

Темно-розовые и темно-зеленые области – рассчитанные возрастные кластеры; светло-розовые и светло-зеленые области – рассчитанные отклонения или приведенные интервалы значений.

комплексы которой распространены на юго-востоке Джалаир-Найманской зоны. Последующая коллизия Чуйско-Кендыктасского и Жельтавского микроконтинентов привели к обдукции офиолитов в юго-западном направлении (Pilitsyna (Skoblenko) et al., 2018b).

В модели, предложенной Д.В. Алексеевым (Alexeiev et al., 2011), высокобарический метаморфизм комплексов Жельтавского микроконтинен-

та (~490 млн лет) связывается с субдукцией океанической коры Джалаир-Найманского бассейна под активную окраину Жельтавского (Анрахайского) микроконтинента. Согласно этой модели, в процессе субдукции произошло тектоническое отчленение фрагмента континентальной коры Жельтавского микроконтинента, который вместе с океанической плитой был погружен на мантийные глубины, а затем, при продолжающейся суб-

дукции, по тому же каналу произошла эксгумация метаморфических комплексов на верхнекоревые уровни.

Согласно модели авторов настоящей статьи (Pilitsyna (Skoblenko) et al., 2018b, 2019a), высокобарический метаморфизм комплексов пассивной окраины Жельтавского микроконтинента связан с закрытием океанического бассейна, разделявшего Жельтавский и Актау-Илийский микроконтиненты, и субдукцией океанической коры и пассивной окраины Жельтавского микроконтинента под активную окраину Актау-Илийского микроконтинента. Образования пассивной окраины Жельтавского микроконтинента представлены метатерригенными породами кояндинского комплекса, среди которых присутствовали тела мафического состава. К комплексам океанического бассейна были отнесены в различной степени метаморфизованные фрагменты океанической литосферы (амфиболитизированные габбро, серпентинизированные шпинелевые перидотиты), развитые в северо-восточной части Анрахайского блока (рис. 4). Образованиями активной окраины Актау-Илийского микроконтинента считаются кембрийские (~510 млн лет) гранодиориты и граниты с надсубдукционными характеристиками на северо-востоке Анрахайского блока (рис. 4).

Таким образом, для построения геодинамических моделей формирования высокобарических комплексов Иссыккульского, Чуйско-Кендыктасского и Жельтавского массивов имеется гораздо больше данных, позволяющих с разной степенью детальности восстановить латеральные ряды структур на этапах субдукции и коллизии. В то же время в связи с интенсивными аккреционно-коллизионными процессами комплексы многих структур этого ряда отсутствуют или представлены в сильно редуцированном виде. Вследствие крайней фрагментарности данных для высокобарических комплексов Ишим-Нарынского массива, на данный момент не может быть предложена какая-либо удовлетворительная геодинамическая модель их формирования. Тем не менее близость составов и структурного положения ключевых разностей метаморфических пород Ишим-Нарынского массива со сходными комплексами Казахстана и Северного Тянь-Шаня позволяют предполагать сходную идеализированную геодинамическую модель.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В статье рассмотрены результаты исследований раннепалеозойских высоко- и ультравысокобарических комплексов западной части Центрально-Азиатского пояса, проводившиеся в те-

чение последних тридцати лет. Эти комплексы участвуют в строении фундамента нескольких крупных массивов с докембрийской корой: Кокчетавского в Северном Казахстане (зерендинская серия), Иссыккульского в Северном Тянь-Шане (акджонская серия), Чуйско-Кендыктасского и Жельтавского в Южном Казахстане (актюзский, кеминский и кояндинский комплексы), Ишим-Нарынского в Среднем Тянь-Шане (кассанская серия). Образование этих пород, представленных в основном эклогитами, гнейсами и сланцами, в некоторых случаях с реликтами коэсита и микроалмаза, связывается с субдукцией пассивной окраины микроконтинентов на мантийные глубины. Предполагается, что последующая быстрая эксгумация высоко- и ультравысокобарических комплексов, а также пород умеренных ступеней с разных глубинных уровней приводит к формированию пакета тектонических пластин, сложенного метаморфическими образованиями различного генезиса.

Исследования метаморфических комплексов высоких и сверхвысоких давлений позволили получить многочисленные P - T оценки параметров формирования пород на пике метаморфизма, а также на регрессивной и в редких случаях прогрессивной стадиях. Для большей части изученных высоко- и ультравысокобарических пород получены оценки возраста, соответствующие времени проявления пикового этапа метаморфизма, а иногда и более поздних этапов диафореза на фоне их эксгумации (рис. 6). В то же время недостаток геохронологических и изотопно-геохимических данных о времени образования протолитов ключевых разностей пород, а также крайняя фрагментарность данных об их составах, обстановках формирования и источниках не позволяют предложить более надежные и детальные геодинамические модели эволюции рассмотренных комплексов в раннем палеозое. Подобные исследования являются актуальными и с точки зрения восстановления механизмов эксгумации подобных пород, которые до сих пор остаются слабо охарактеризованными.

Благодарности. Авторы признательны рецензентам Е.В. Склярору и С.А. Бушмину за ценные замечания и комментарии к работе. Авторы также выражают благодарность Д.В. Алексею, А.А. Третьякову и С.Ю. Скузоватову за помощь с материалами для обзора и конструктивные советы. А.В. Скобленко выражает признательность Д.С. Михайленко за поддержку в течение подготовки обзора.

Источники финансирования. Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 19-15-50131 “Экспансия”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абдулин А.А., Волков В.М., Шерба Г.Н. и др.* Чу-Илийский рудный пояс. Геология Чу-Илийского региона. Алма-Ата: Наука, 1980. 504 с.
- Абдулкабирова М.А.* Эклогиты Кокчетавского района // Вест. АН КазССР. 1946. № 2. С. 21–29.
- Алексеев Д.В., Худoley А.К., Дюфрейн С.Э.* Палеопротерозойские и неопротерозойские кварциты киргизского Северного Тянь-Шаня: обоснование возраста по результатам датирования обломочных цирконов // Докл. АН. 2020. Т. 491. № 2. С. 5–9.
- Апаяров Ф.Х.* Алмалысайский массив (строение, состав, возраст) и его значение как возрастного репера в каледонидах Тянь-Шаня. Геология и полезные ископаемые. Бишкек: Илим, 2009. С. 141–151.
- Бакиров А.Б.* Тектоническая позиция метаморфических комплексов Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1978. 261 с.
- Бакиров А.Б.* Особенности строения и условия формирования эклогитоносных метаморфических формаций Тянь-Шаня. Кристаллическая кора в пространстве и времени. Метаморфические и гидротермальные процессы. М.: Наука, 1989. С. 193–203.
- Бакиров А.Б., Максумова Р.А.* Геодинамическая эволюция литосферы Тянь-Шаня // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 10. С. 1433–1434.
- Бакиров А.Б., Киселев В.В., Ивлева Е.И., Лукашова Е.М.* О возрасте Касанского метаморфического комплекса // Изв. АН Республики Кыргызстан. 1996. № 1. С. 31–37.
- Бакиров А.Б., Тагири М., Сакиев К.С., Ивлева Е.И.* Нижний докембрий Тянь-Шаня и геодинамические условия его формирования // Геотектоника. 2003. № 5. С. 27–40.
- Бакиров А.Б., Тагири М., Такасу А. и др.* (U)HP террейны Тянь-Шаня. Бишкек: Илим, 2017. 232 с.
- Барулева О.А., Куллеруд К., Конопелько Д.Л.* Геохимия пород сверхвысоких давлений макбальского комплекса (Северный Тянь-Шань, Киргизия) // Материалы конференции “Современное состояние наук о Земле”. 1–4 февраля 2011. М.: Изд-во Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, 2011. С. 189–192.
- Борисова Е.Ю., Бибикина Е.В., Добржинецкая Л.Ф. и др.* Геохронологическое изучение цирконов гранитоидов Кокчетавского алмазоносного района // Докл. АН. 1995. Т. 343. № 6. С. 801–805.
- Буслов М.М., Вовна Г.М.* Состав и геодинамическая природа протолитов алмазосодержащих пород Кумдыкольского месторождения Кокчетавского метаморфического пояса, Северный Казахстан // Геохимия. 2008. № 9. С. 955–964.
- Буслов М.М., Жимулев Ф.И., Травин А.В.* Новые данные о структурном положении и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрасте метаморфизма пород средних–низких давлений (даулетской свиты) Северного Казахстана // Докл. АН. 2010. Т. 434. № 1. С. 82–86.
- Волкова Н.И., Тарасова Е.Н., Полянский Н.В. и др.* Высокобарические породы в серпентинитовом меланже Чарской зоны (Восточный Казахстан): геохимия, петрология, возраст // Геохимия. 2008. № 4. С. 422–437.
- Де Граве И., Буслов М.М., Жимулев Ф.И. и др.* Раннеордовикский возраст деформаций в Кокчетавской субдукционно-коллизии: новые структурные и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ данные // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 4. С. 445–455.
- Дегтярев К.Е., Третьяков А.А., Рязанцев А.В. и др.* Среднерифейские гранитоиды западной части Киргизского хребта (Северный Тянь-Шань): структурное положение, строение, обоснование возраста // Докл. АН. 2011. Т. 441. № 2. С. 219–223.
- Дегтярев К.Е.* Тектоническая эволюция раннепалеозойских островодужных систем и формирование континентальной коры каледонид Казахстана. М.: ГЕОС, 2012. 289 с.
- Дегтярев К.Е., Рязанцев А.В., Третьяков А.А. и др.* Строение каледонид Киргизского хребта и тектоническая эволюция Северного Тянь-Шаня в позднем докембрии–раннем палеозое // Геотектоника. 2014. № 6. С. 3–38.
- Демина Л.И., Талицкий В.Г., Коротеева Е.Ю.* Геодинамические условия образования эклогитов и гранатовых амфиболитов Макбальского брахиантиклинория (Северный Тянь-Шань). Очерки по региональной тектонике. М.: Наука, 2005. Т. 2. Казахстан, Тянь-Шань, Полярный Урал. С. 100–129.
- Добрецов Н.Л., Соболев Н.В., Шацкий В.С. (ред.).* Эклогиты и глаукофановые сланцы в складчатых областях. Новосибирск: Наука, 1989. 326 с.
- Добрецов Н.Л., Тениссен К., Смирнова Л.В.* Структурная и геодинамическая эволюция алмазосодержащих метаморфических пород Кокчетавского массива (Казахстан) // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. С. 1645–1666.
- Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Жимулев Ф.И. и др.* Вендраннеордовикская геодинамическая эволюция и модель эксгумации пород сверхвысоких и высоких давлений Кокчетавской субдукционно-коллизии (Северный Казахстан) // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 4. С. 428–444.
- Ефимов И.А.* Об эклогитах Кокчетавской области как возможных источниках получения рутила // Изв. АН КазССР. 1962. № 3. С. 15–32.
- Ефимов И.А., Боровинская Л.Г., Найденов Б.М.* Эклогиты Южного Казахстана и их радиологический возраст // Проблемы металлогении Казахстана. Алма-Ата. 1983. С. 81–115.
- Жимулев Ф.И., Полтаранина М.А., Корсаков А.В. и др.* Структурное положение и петрология эклогитов позднекембрийско–раннеордовикской Северо-Кокчетавской тектонической зоны // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 2. С. 240–256.
- Жимулев Ф.И., Буслов М.М., Травин А.В. и др.* Ранне-среднеордовикская покровно-чешуйчатая структура зоны сочленения кокчетавского HP-УНР метаморфического пояса и Степнякской палеостроводужной зо-

- ны (Северный Казахстан) // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 1. С. 138–157.
- Зайцев Ю.А., Хераскова Т.Н.* Венд Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1979. 251 с.
- Иванов К.С., Миколайчук А.В., Пучков В.Н. и др.* Офиолиты Срединного Тянь-Шаня: тектоническое положение и возраст // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 12. С. 1093–1098.
- Ивлева Е.А.* Гранаты из сланцевых пород Кассанского метаморфического комплекса // Изв. НАН КР. 2003. № 4. С. 111–117.
- Ивлева Е.А.* Производственный отчет “Коллизионные метаморфические комплексы”. 2010. г. Бишкек (неопубликованные данные).
- Козаков И.К.* Ранний докембрий Центрально-Азиатского складчатого пояса. СПб.: Наука, 1993. 272 с.
- Корсаков А.В., Шацкий В.С., Соболев Н.В.* Первая находка коэзита в эклогитах Кокчетавского массива // Докл. АН СССР. 1998. Т. 360. № 1. С. 77–81.
- Корсаков А.В., Травин А.В., Юдин Д.С. и др.* Турмалин как $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -геохронометр на примере метаморфических пород Кокчетавского массива (Казахстан) // Докл. АН. 2009. Т. 424. № 4. С. 531–533.
- Кушев В.Г., Виноградов Д.П.* Метаморфогенные эклогиты. Новосибирск: Наука, 1978. 112 с.
- Лаврова Л.Д., Печников В.А., Плешаков А.М. и др.* Новый генетический тип алмазных месторождений. М.: Научный мир, 1999. 228 с.
- Летников Ф.А.* Образование алмазов в глубинных тектонических зонах // Докл. АН СССР. 1983. Т. 271. № 2. С. 433–435.
- Летников Ф.А., Костицын Ю.А., Владыкин Н.В. и др.* Изотопные характеристики красномайского комплекса ультраосновных щелочных пород (Северный Казахстан) // Докл. АН. 2004. Т. 399. № 6. С. 810–814.
- Миколайчук А.В., Куренков С.А., Дегтярев К.Е. и др.* Основные этапы геодинамической эволюции Северного Тянь-Шаня в позднем докембрии–раннем палеозое // Геотектоника. 1997. № 6. С. 16–34.
- Михайлов Н.П. (отв. ред.).* Петрография Центрального Казахстана. Т. II. Основные и ультраосновные породы. М.: Недра, 1971. 360 с.
- Недовизин А.А.* Докембрий и кембрий Чу-Илийских гор и юго-восточной Бетпакдалы // Изв. АН КазССР. Сер. геологическая. 1963. Вып. 3. С. 54.
- Пилицына А.В., Третьяков А.А.* Новые данные о возрасте метаморфизма высокобарических гранулитов Жельтавского террейна (Южный Казахстан) // Материалы LI Тектонического совещания. 28 января–01 февраля 2020 г. М.: GEOS, 2020. С. 153–156.
- Ревердатто В.В., Селятицкий А.Ю.* Оливин-гранатовые, оливин-шпинелевые и ортопироксеновые метаморфические породы Кокчетавского массива, Северный Казахстан // Петрология. 2005. Т. 13. № 6. С. 564–591.
- Ревердатто В.В., Селятицкий А.Ю., Карсвелл Д.* Геохимические различия “мантийных” и “коровых” перидотитов/пироксенитов в метаморфических комплексах высоких/сверхвысоких давлений // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 2. С. 99–119.
- Розен О.М., Зорин Ю.М., Заячковский А.А.* Обнаружение алмаза в связи с эклогитами докембрия Кокчетавского массива // Докл. АН СССР. 1972. Т. 203. № 3. С. 674–676.
- Рязанцев А.В., Дегтярев К.Е., Котов А.Б. и др.* Офиолиты Джалаир-Наиманской зоны (Южный Казахстан): строение разрезов, обоснование возраста // Докл. АН. 2009. Т. 427. № 3. С. 359–364.
- Соболев В.С., Лепезин Г.Г., Добрецов Н.Л. (ред.).* Метаморфические комплексы Азии. Новосибирск: Наука, 1977. 351 с.
- Соболев Н.В., Шацкий В.С., Вавилов М.А. и др.* Включение коэзита в цирконе алмазосодержащих гнейсов Кокчетавского массива – первая находка коэзита в метаморфических породах на территории СССР // Докл. АН СССР. 1991. Т. 321. № 1. С. 184–188.
- Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Котов А.Б. и др.* Среднерифейские гнейсо-граниты Кокчетавского массива (Северный Казахстан): структурное положение и обоснование возраста // Докл. АН. 2011. Т. 440. № 4. С. 511–515.
- Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Сальникова Е.Б. и др.* Палеопротерозойские анорогенные гранитоиды Жельтавского сиалического массива (Южный Казахстан): структурное положение и обоснование возраста // Докл. АН. 2016. Т. 466. № 2. С. 196–201.
- Туркина О.М., Летников Ф.А., Левин А.В.* Мезопротерозойские гранитоиды фундамента Кокчетавского микроконтинента // Докл. АН. 2011. Т. 436. № 4. С. 499–503.
- Шацкий В.С., Ягоутиц И., Козменко О.А. и др.* Возраст и генезис эклогитов Кокчетавского массива // Геология и геофизика. 1993. № 12. С. 47–58.
- Шацкий В.С., Теннисен К., Добрецов Н.Л. и др.* Новые свидетельства метаморфизма сверхвысоких давлений в слюдяных сланцах участка Кулет Кокчетавского массива (Северный Казахстан) // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 8. С. 1039–1044.
- Шацкий В.С., Скузоватов С.Ю., Рагозин А.Л.* Изотопно-геохимические свидетельства коровой контаминации протолитов эклогитов Кокчетавской субдукционно-коллизионной зоны // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 12. С. 1958–1978.
- Ярмолюк В.В., Дегтярев К.Е.* Докембрийские террейны Центрально-Азиатского Орогенного пояса: Сравнительная характеристика, типизация и особенности тектонической эволюции // Геотектоника. 2019. № 1. С. 1–32.
- Alexeiev D.V., Ryzantsev A.V., Kröner A. et al.* Geochemical data and zircon ages for rocks in a high-pressure belt of Chu-Yili Mountains, southern Kazakhstan: Implications for the earliest stages of accretion in Kazakhstan and the Tianshan // J. Asian Earth Sci. 2011. V. 42. P. 805–820.
- Alexeiev D.V., Kröner A., Hegner E. et al.* Middle to Late Ordovician arc system in the Kyrgyz middle Tianshan: From

- arc-continent collision to subsequent evolution of a Palaeozoic continental margin // *Gondwana Res.* 2016. V. 39. P. 261–291.
- Alexeiev D.V., Biske Yu. S., Djenchuraeva A.V. et al. Late Carboniferous (Kasimovian) closure of the South Tianshan Ocean: No Triassic subduction // *J. Asian Earth Sci.* 2019. V. 173. P. 54–60.
- Ballèvre M., Bosse V., Ducassou C. et al. Palaeozoic history of the Armorican Massif: Models for the tectonic evolution of the suture zones // *C. R. Geosci.* 2009. V. 341. № 2–3. P. 174–201.
- Claoué-Long J.C., Sobolev N.V., Shatsky V.S. et al. Zircon response to diamond-pressure metamorphism in the Kokchetav massif, USSR // *Geology.* 1991. V. 19. № 7. P. 710–713.
- Cong B., Wang Q. The Dabie-Sulu UHP rocks belt: Review and prospect // *Chinese Sci. Bull.* 1999. V. 44. Article number: 1074.
- Degtyarev K.E., Ryazantsev A.V., Tretyakov A.A. et al. Neoproterozoic to Early Paleozoic tectonic evolution of the western part of the Kyrgyz Ridge Caledonides (North Tianshan) // *Geotectonics.* 2013. V. 47. № 6. P. 377–417.
- Degtyarev K.E., Tolmacheva T.Y., Tretyakov A.A. et al. Cambrian–Lower Ordovician complexes of the Kokchetav Massif and its fringing (northern Kazakhstan): Structure, age and tectonic setting // *Geotectonics.* 2016. V. 30. № 1. P. 71–142.
- Degtyarev K., Yakubchuk A., Tretyakov A. et al. Precambrian geology of the Kazakh Uplands and Tien Shan: an overview // *Gondwana Res.* 2017. V. 47. P. 44–75.
- Dobretsov N.L., Sobolev N., Shatsky V.S. et al. Geotectonic evolution of diamondiferous parageneses, Kokchetav Complex, northern Kazakhstan: The geologic enigma of ultrahigh-pressure crustal rocks within a Paleozoic fold belt // *Island Arc.* 1995. V. 4. № 4. P. 267–279.
- Dobrzhinetskaya L.F. Microdiamonds – Frontier of ultrahigh-pressure metamorphism: A review // *Gondwana Res.* 2012. V. 21. № 1. P. 207–223.
- Dobrzhinetskaya L.F., Braun T.V., Sheshkel G.C. et al. Geology and structure of diamond-bearing rocks of the Kokchetav massif (Kazakhstan) // *Tectonophysics.* 1994. V. 233. P. 293–313.
- Ernst W.G., Maruyama S., Wallis S. Buoyancy-driven, rapid exhumation of ultrahigh-pressure metamorphosed continental crust // *Geology.* 1997. V. 94. № 18. P. 9532–9537.
- Ernst W., Hacker B., Liou J. Petrotectonics of ultrahigh-pressure crustal and uppermantle rocks – implications for Phanerozoic collisional orogens // Eds. J.W. Sears, T.A. Harms, C.A. Evenchick. *Whence Mt. Inq. Into Evol. Orog. Syst. A Vol. Honor Raymond A. Price.* Geol. Soc. Amer. *Specia Pap.* 2007. V. 433. P. 27–49.
- Glorie S., Zhimulev F.I., Buslov M.M. et al. Formation of the Kokchetav subduction-collision zone (northern Kazakhstan): Insights from zircon U-Pb and Lu-Hf isotope systematics // *Gondwana Res.* 2015. V. 27. P. 424–438.
- Hacker B.R., Calvert A., Zhang R.Y. et al. Ultrarapid exhumation of ultrahigh-pressure diamond-bearing metasedimentary rocks of the Kokchetav Massif, Kazakhstan // *Lithos.* 2003. V. 70. P. 61–75.
- Hermann J., Rubatto D., Korsakov A. et al. Multiple growth during fast exhumation of diamondiferous deeply subducted continental crust (Kokchetav Massif, Kazakhstan) // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2001. V. 141. P. 66–82.
- Jagoutz E., Shatsky V.S., Sobolev N.V. et al. Pb–Nd–Sr isotopic study of the Kokchetav Massif, the outcrop of the lower lithosphere // Eds. F.R. Boyd, H.O. Meyer, and N.V. Sobolev. *Workshop on diamonds (28th International Geological Congress): Washington, D.C.: Carnegie Institution Geophysical Laboratory,* 1989. P. 32–35.
- Kaneko Y., Maruyama S., Terabayashi M. et al. Geology of the Kokchetav UHP-HP metamorphic belt, northern Kazakhstan // *Island Arc.* 2000. V. 9. P. 264–283.
- Kasymbekov A., Takasu A., Kabir M.F. et al. Metamorphism and K–Ar white mica ages of pelitic schists in the Makbal Complex, Kyrgyz Northern Tien-Shan // *Earth Science (Chikyū Kagaku).* 2020. V. 74. P. 47–64.
- Katayama I., Zayachkovsky A.A., Maruyama S. Prograde *P–T* records from inclusions in zircons from UHP-HP rocks of the Kokchetav Massif, northern Kazakhstan // *Island Arc.* 2000. V. 9. P. 417–427.
- Katayama I., Maruyama S., Parkinson C.D. et al. Ion microprobe U–Pb zircon geochronology of peak and retrograde stages of ultrahigh-pressure metamorphic rocks from the Kokchetav massif, northern Kazakhstan // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2001. V. 188. P. 185–198.
- Katayama I., Muko A., Iizuka T. et al. Dating of zircon from Ti-clinohumite – bearing garnet peridotite: Implication for timing of mantle metasomatism // *Geology.* 2003. V. 31. № 8. P. 713–716.
- Klemd R., Hegner E., Bergmann H. et al. Eclogitization of transient crust of the Aktyuz Complex during Late Palaeozoic plate collisions in the Northern Tianshan of Kyrgyzstan // *Gondwana Res.* 2014. V. 26. P. 925–941.
- Klemd R., Gao J., Li J.L. et al. Metamorphic evolution of (ultra)-high-pressure subduction-related transient crust in the South Tianshan Orogen (Central Asian Orogenic Belt): Geodynamic implications // *Gondwana Res.* 2015. V. 28. P. 1–25.
- Konopelko D., Klemd R. Deciphering protoliths of the (U)HP rocks in the Makbal metamorphic complex, Kyrgyzstan: Geochemistry and SHRIMP zircon geochronology // *Eur. J. Mineral.* 2016. V. 28. P. 1233–1253.
- Konopelko D., Kullerud K., Apayarov F. et al. SHRIMP zircon chronology of HP–UHP rocks of the Makbal metamorphic complex in the North Tianshan, Kyrgyzstan // *Gondwana Res.* 2012. V. 22. P. 300–309.
- Korsakov A.V., Shatsky V.S., Sobolev N.V. et al. Garnet–biotite–clinozoisite gneiss: a new type of diamondiferous metamorphic rock from the Kokchetav Massif // *European J. Mineral.* 2002. V. 14. P. 915–928.
- Korsakov A.V., Hutsebaut D., Theunissen K. et al. Raman mapping of coesite inclusions in garnet from the Kokchetav Massif (Northern Kazakhstan) // *Spectrochimica Acta Part A: Molecular and Biomolecular Spectroscopy.* 2007. V. 68. № 4. P. 1046–1052.

- Kotková, J.* High-pressure granulites of the Bohemian Massif: Recent advances and open questions // *J. Geosci.* 2007. V. 52. P. 45–71.
- Kovach V., Degtyarev K., Tretyakov A. et al.* Sources and provenance of the Neoproterozoic placer deposits of the Northern Kazakhstan: Implication for continental growth of the western Central Asian Orogenic Belt // *Gondwana Res.* 2017. V. 47. P. 28–43.
- Kröner A., Windley B.F., Badarch G. et al.* Accretionary growth and crust formation in the Central Asian orogenic belt and comparison with the Arabian–Nubian shield // “4-D Framework of Continental Crust”. Eds. R.D. Hatcher, M.P. Carlson, J.H. McBride, Geol. Soc. Amer. Memoirs. 2007. P. 181–209.
- Kröner A., Alexeiev D.V., Hegner E. et al.* Zircon and muscovite ages, geochemistry, and Nd–Hf isotopes for the Aktyuz metamorphic terrane: Evidence for an Early Ordovician collisional belt in the northern Tianshan of Kyrgyzstan // *Gondwana Res.* 2012. V. 21. P. 901–927.
- Kröner A., Alexeiev D.V., Rojas-Agramonte Y. et al.* Mesoproterozoic (Grenville-age) terranes in the Kyrgyz North Tianshan: zircon ages and Nd–Hf isotopic constraints on the origin and evolution of basement blocks in the Southern Central Asian Orogen // *Gondwana Res.* 2013. V. 23. P. 272–295.
- Loury C., Rolland Y., Cenki-Tok B. et al.* Late Paleozoic evolution of the South Tien Shan: Insights from *P–T* estimates and allanite geochronology on retrogressed eclogites (Chatkal range, Kyrgyzstan) // *J. Geodynamics.* 2016. V. 96. P. 62–80.
- Maruyama S., Parkinson C.D.* Overview of the geology, petrology and tectonic framework of the high-pressure–ultra-high-pressure metamorphic belt of the Kokchetav Massif, Kazakhstan // *Island Arc.* 2000. V. 9. P. 439–455.
- Maruyama S., Liou J.G., Terabayashi M.* Blueschists and Eclogites of the World and Their Exhumation // *International Geol. Rev.* 1996. V. 38. № 6. P. 485–594.
- Masago H.* Metamorphic petrology of the Barchi-Kol metabasites, western Kokchetav ultrahigh-pressure–high-pressure massif, northern Kazakhstan // *Island Arc.* 2000. V. 9. P. 358–378.
- Masago H., Rumble D., Ernst W.G. et al.* Low $\sigma^{18}\text{O}$ eclogites from the Kokchetav Massif northern Kazakhstan // *J. Metamorph. Geol.* 2003. V. 21. P. 579–587.
- Masago H., Omori S., Maruyama S.* Counter clockwise prograde *P–T* path in collisional orogeny and water subduction at the Precambrian–Cambrian boundary: The ultrahigh pressure polytactic schist in the Kokchetav Massif, northern Kazakhstan // *Gondwana Res.* 2009. V. 15. P. 137–150.
- Medaris L.G., Beard B.L., Johnson C.M. et al.* Garnet pyroxenite and eclogite in the Bohemian Massif: Geochemical evidence for Variscan recycling of subducted lithosphere // *Geologische Rundschau.* 1995. V. 84. P. 489–505.
- Meyer M., Klemd R., Konopelko D.* High-pressure mafic oceanic rocks from the Makbal Complex, Tianshan Mountains (Kazakhstan & Kyrgyzstan): Implications for the metamorphic evolution of a fossil subduction zone // *Lithos.* 2013. V. 177. P. 207–225.
- Meyer M., Klemd R., Hegner E. et al.* Subduction and exhumation mechanisms of ultra-high and high-pressure oceanic and continental crust at Makbal (Tianshan, Kazakhstan and Kyrgyzstan) // *J. Metamorph. Geol.* 2014. V. 32. P. 861–884.
- Mühlberg M., Hegner E., Klemd R. et al.* Late Carboniferous high-pressure metamorphism of the Kassar Metamorphic Complex (Kyrgyz Tianshan) and assembly of the SW Central Asian Orogenic Belt // *Lithos.* 2016. V. 264. P. 41–55.
- Musiyachenko K.A., Korsakov A.V., Shimizu R. et al.* New insights on Raman spectrum of K-bearing tourmaline // *J. Raman Spectrosc.* 2019. P. 1–10.
- Ogasawara Y., Ohta M., Fukasawa K. et al.* Diamond-bearing and diamond-free metacarbonate rocks from Kumdy-Kol in the Kokchetav Massif, northern Kazakhstan // *Island Arc.* 2000. V. 9. P. 400–416.
- Okamoto K., Liou J.G., Ogasawara Y.* Petrology of the diamond-grade eclogite in the Kokchetav Massif, northern Kazakhstan // *Island Arc.* 2000. V. 9. P. 379–399.
- Orozbaev R.T., Takasu A., Tagiri M. et al.* Polymetamorphism of Aktyuz eclogites (northern Kyrgyz Tien Shan) deduced from inclusions in garnets // *J. Mineral. Petrol. Sci.* 2007. V. 102. P. 150–156.
- Orozbaev R.T., Takasu A., Bakirov A.B. et al.* Metamorphic history of eclogites and country rock gneisses in the Aktyuz area, Northern Tien-Shan, Kyrgyzstan: A record from initiation of subduction through to oceanic closure by continent-continent collision // *J. Metamorph. Geol.* 2010. V. 28. P. 317–339.
- Orozbaev R., Hirajima T., Bakirov A.B. et al.* Trace element characteristics of clinozoisite pseudomorphs after lawsonite in talc-garnet-chloritoid schists from the Makbal UHP Complex, northern Kyrgyz Tien-Shan // *Lithos.* 2015. V. 226. P. 98–115.
- Ota T., Terabayashi M., Parkinson C.D. et al.* Thermobaric structure of the Kokchetav ultrahigh-pressure–high-pressure massif deduced from a north-south transect in the Kulet and Soldat-Kol regions, northern Kazakhstan // *Island Arc.* 2000. V. 9. P. 328–357.
- Parkinson C.D.* Coesite inclusions and prograde compositional zonation of garnets in whiteschists of the HP-UHPM Kokchetav Massif, Kazakhstan: A record of progressive UHP metamorphism // *Lithos.* 2000. V. 52. P. 215–233.
- Pilitsyna A.V., Tretyakov A.A., Degtyarev K.E. et al.* Eclogites and garnet clinopyroxenites in the Anrakhai complex, Central Asian Orogenic Belt, Southern Kazakhstan: *P–T* evolution, protoliths and some geodynamic implications // *J. Asian Earth Sci.* 2018a. V. 153. P. 325–345.
- Pilitsyna A.V., Tretyakov A.A., Degtyarev K.E. et al.* Multi-stage metamorphic evolution and protolith reconstruction of spinel-bearing and symplectite-bearing ultramafic rocks in the Zheltau massif, Southern Kazakhstan (Central Asian Orogenic Belt) // *Gondwana Res.* 2018b. V. 64. P. 11–34.
- Pilitsyna A.V., Tretyakov A.A., Degtyarev K.E. et al.* Early Palaeozoic metamorphism of Precambrian crust in the Zheltau terrane (Southern Kazakhstan; Central Asian Orogenic Belt): *P–T* paths, protoliths, zircon dating and tectonic implications // *Lithos.* 2019a. V. 324–325. P. 115–140.
- Pilitsyna A.V., Degtyarev K.E., Tretyakov A.A.* First find of phengite eclogites and garnet–glaucofan schists associated with jadeitites in the Kenterlau-Itmurundy serpentinite mélange (North Balkhash ophiolite zone; Central Kazakhstan) // Abstract Vol. 13th International Eclogite Conference. Eds. C. Mattinson, D. Castelli, S.W. Faryad et al. Petrozavodsk: KRC RAS, 2019b. P. 65.
- Ragozin A.L., Liou J.G., Shatsky V.S. et al.* The timing of retrograde partial melting in the Kumdy-Kol region // *Lithos.* 2009. V. 109. P. 274–284.

- Rojas-Agramonte Y., Herwartz D., García-Casco A. et al.* Early Palaeozoic deep subduction of continental crust in the Kyrgyz North Tianshan: Evidence from Lu-Hf garnet geochronology and petrology of mafic dikes // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2013. V. 166. P. 525–543.
- Rojas-Agramonte Y., Kröner A., Alexeiev D.V. et al.* Detrital and igneous zircon ages for supracrustal rocks of the Kyrgyz Tianshan and palaeogeographic implications // *Gondwana Res.* 2014. V. 26. P. 957–974.
- Root D.B., Hacker B.R., Gans P.B. et al.* Discrete ultrahigh-pressure domains in the Western Gneiss Region, Norway: Implications for formation and exhumation // *J. Metamorph. Geol.* 2005. V. 23. № 1. P. 45–61.
- Schertl H., Sobolev N.V.* The Kokchetav Massif, Kazakhstan: “Type locality” of diamond-bearing UHP metamorphic rocks // *J. Asian Earth Sci.* 2013. V. 63. P. 5–38.
- Shatsky V.S., Sobolev N.V., Vavilov M.A.* Diamond-bearing metamorphic rocks of the Kokchetav Massif N Kazakhstan // Eds. R.G. Coleman, X. Wang. *Ultrahigh Pressure Metamorphism.* Cambridge University Press, 1995. P. 427–455.
- Shatsky V.S., Yagoutz E., Sobolev N.V. et al.* Geochemistry and age of ultrahigh pressure metamorphic rocks from the Kokchetav massif (northern Kazakhstan) // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1999. V. 137. P. 185–205.
- Shimizu R., Ogasawara Y.* Diversity of potassium-bearing tourmalines in diamondiferous Kokchetav UHP metamorphic rocks: A geochemical recorder from peak to retrograde metamorphic stages // *J. Asian Earth Sci.* 2013. V. 63. P. 39–55.
- Skuzovatov S.Yu., Shatsky V.S., Ragozin A.L. et al.* Ubiquitous post-peak zircon in an eclogite from the Kumdy-Kol, Kokchetav UHP-HP massif (Kazakhstan): Significance of exhumation-related zircon growth and modification in continental-subduction settings // *Island Arc.* 2021. In press.
- Sobolev N.V., Shatsky V.S.* Diamond inclusions in garnets from metamorphic rocks: A new environment of diamond formation // *Nature.* 1990. V. 343. P. 742–746.
- Sobolev N.V., Schertl H.-P., Valley J.R. et al.* Oxygen isotope variations of garnets and clinopyroxenes in a layered diamondiferous calcisilicate rock from Kokchetav Massif, Kazakhstan: a window into the geochemical nature of deeply subducted UHPM rocks // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2011. V. 162. P. 1079–1092.
- Stepanov A.S., Hermann J.* Geochemistry of UHP-anatexis: fractionation of elements in the Kokchetav gneisses during melting at diamond-facies conditions geochemistry of ultrahigh-pressure anatexis: Fractionation of elements in the Kokchetav gneisses during melting at diamond-facies conditions // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2014. V. 167. P. 1002.
- Stepanov A.S., Rubatto D., Hermann J. et al.* Contrasting *P-T* paths within the Barchi-Kol UHP terrain (Kokchetav Complex): Implications for subduction and exhumation of continental crust Contrasting *P-T* paths within the Barchi-Kol UHP terrain (Kokchetav Complex): Implications for subduction and exhumation of continental crust // *Amer. Mineral.* 2016. V. 101. № 4. P. 788–807.
- Tagiri M., Bakirov A.B.* Quartz pseudomorph after coesite in garnet from a garnet-chloritoid-talc schist, Northern Tien-Shan, Kirghiz SSR // *Proceedings of the Japan Academy, Series B.* 1990. V. 66. P. 135–139.
- Tagiri M., Yano T., Bakirov A. et al.* Mineral parageneses and metamorphic *P-T* paths of ultrahigh-pressure eclogite from Kyrgyz Tian Shan // *Island Arc.* 1995. V. 4. P. 280–292.
- Tagiri M., Takiguchi S., Noguchi T. et al.* Intrusion UHP metamorphic rocks into the upper crust Kyrgyzian Tien-Shan: *P-T* path and metamorphic age of the Makbal Complex // *J. Mineral. Petrol. Sci.* 2010. V. 105. P. 233–250.
- Takasu A., Orozbaev A.B.* Variety of chemical compositions of amphiboles from eclogites in the Aktuz area, northern Kyrgyz Tien-Shan // *Geoscience Rept. Shimane Univ.* 2009. V. 28. P. 51–63.
- Terabayashi M., Ota T., Yamamoto H. et al.* Contact metamorphism of the daulet suite by solid-state emplacement of the Kokchetav UHP-HP metamorphic slab // *International Geol. Rev.* 2002. V. 44. № 9. P. 819–830.
- Theunissen K., Dobretsov N., Shatsky V.S. et al.* The diamond-bearing Kokchetav UHP massif in Northern Kazakhstan: exhumation structure // *Terra Nova.* 2002. V. 12. № 4. P. 181–187.
- Togonbaeva A., Takasu A., Bakirov A.Z. et al.* CHIME monazite ages of garnet-chloritoid-talc schists in the Makbal complex, Northern Kyrgyz Tien Shan: First report of the age of the UHP metamorphism // *J. Mineral. Petrol. Sci.* 2009. V. 104. № 2. P. 77–81.
- Togonbaeva A., Takasu A., Kamei A. et al.* Sm-Nd and K-Ar ages of the HP rocks in the Neldy Formation in the Makbal HP-UHP metamorphic terrane, Northern Tien-Shan, Kyrgyzstan // *The 117th Annual Meeting of the Geological Society of Japan.* The Geological Society of Japan, Toyama. 2010a. P. 136.
- Togonbaeva A., Takasu A., Tagiri M. et al.* Newly described eclogites from the Neldy Formation, Makbal district, Northern Tien-Shan, Kyrgyzstan // *J. Mineral. Petrol. Sci.* 2010b. V. 105. P. 80–85.
- Tsujimori T., Sisson V.B., Liou J.G. et al.* Very-low-temperature record of the subduction process: A review of worldwide lawsonite eclogites // *Lithos.* 2006. V. 92. P. 609–624.
- Yamamoto J., Maruyama S., Parkinson C.D. et al.* Geochemical characteristics of metabasites from the Kokchetav Massif: Subduction zone metasomatism along an intermediate geotherm // Eds. C.D. Parkinson, I. Katayama, J.G. Liou, S. Maruyama. *The Diamond-Bearing Kokchetav Massif, Kazakhstan.* Tokyo, Japan: Universal Academy Press. Inc., 2002. P. 363–372.
- Yui T.-F., Chu H.-T., Hwang S.-L. et al.* Geochemistry of garnetiferous Ti-clinohumite rock and talc-kyanite-phengite-almandine schist from the Kokchetav UHP terrane, Kazakhstan: An insight to possible origins of some chemically unusual UHP rocks // *Lithos.* 2010. V. 118. P. 131–144.
- Zhang R.Y., Liou J.G., Ernst W.G. et al.* Metamorphic evolution of diamond-bearing and associated rocks from the Kokchetav Massif, northern Kazakhstan // *J. Metamorph. Geol.* 1997. V. 15. P. 479–496.
- Zhang R.Y., Liou J.C., Sobolev N.V. et al.* Tale of the Kulet eclogite from the Kokchetav Massif, Kazakhstan: Initial tectonic setting and transition from amphibolites to eclogites // *J. Metamorph. Geol.* 2012. V. 30. P. 537–559.
- Zhang R.Y., Li X.H., Yui T.F. et al.* U-Pb geochronology of zircon and rutile from the Kokchetav metamorphic belt, northern Kazakhstan, and its tectonic implications // *Eur. J. Mineral.* 2016. V. 28. № 6. P. 1203–1213.

Early Palaeozoic High-Pressure and Ultrahigh-Pressure Complexes of the Western Part of the Central Asian Orogenic Belt: Ages, Compositions and Geodynamic Models of Formation

A. V. Skoblenko¹ and K. E. Degtyarev¹

¹*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

In the structure of the western part of the Central Asian Orogenic Belt, including Kazakhstan, Kyrgyzstan and NW part of China, a number of the large Precambrian massifs are identified. These massifs are framed by deformed and dismembered Palaeozoic ophiolites, island arc and flysch formations. The basement of the massifs is commonly made up by diverse metamorphic complexes, and some of them have been undergone by high- and ultrahigh-pressure metamorphism in Early Palaeozoic at ~480–530 Ma. The indicated metamorphic formations are observed from the Zerendy series of the Kokchetav massif (Northern Kazakhstan); Akdzhon series of the Issyk-Kul massif (Northern Tien Shan); Aktyuz, Kemin and Koyandy complexes of the Chu-Kendyktas and Zheltau massifs (Southern Kazakhstan and Northern Tien Shan); Kassan series of the Ishim-Naryn massif (Middle Tien Shan). A review of the results of the comprehensive studies of the structures, compositions and metamorphic evolution of the high- and ultrahigh-pressure, and to lesser extent moderate-pressure formations, comprising the metamorphic complexes of these massifs, has been presented. During the last 30 years of the research, numerous *P-T* assessments, characterizing the near-peak and/or post-peak retrograde conditions, or occasionally *P-T* paths of the prograde stages, have been calculated for the key rock types. For the major part of the studied high- and ultrahigh-pressure rocks the near-peak and/or post-peak ages of metamorphism have been estimated. The problems arising while reconstructing of the geodynamic models of formation of the high- and ultrahigh-pressure complexes known from the different massifs of the western part of the Central Asian Orogenic Belt, have been considered. It is shown that the detailed information on the compositions, ages and formation settings of the protoliths for the studied ultrahigh-, high- and moderate-pressure varieties is needed for the reliable model construction. Moreover, the structures and compositions of the Palaeozoic complexes, framing the observed Precambrian massifs, should be taken into consideration as well.

Keywords: high-pressure metamorphism, Central Asian Orogenic Belt, review, eclogite, geochronology, *P-T* paths, protoliths, geodynamics, Kazakhstan, Tien Shan

УДК 552.163+552.43

ПРОЯВЛЕНИЕ ПОЗДНЕСВЕКОФЕННСКОГО МЕТАМОРФИЗМА ПОВЫШЕННЫХ ДАВЛЕНИЙ В ЗОНАЛЬНОМ МЕТАМОРФИЧЕСКОМ КОМПЛЕКСЕ СЕВЕРНОГО ПРИЛАДОЖЬЯ (ЮГО-ВОСТОК ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА)¹

© 2021 г. П. Я. Азимов^{а, *}, Н. Г. Ризванова^а

^аИнститут геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: pavel.azimov@mail.ru

Поступила в редакцию 09.01.2020 г.

После доработки 16.09.2020 г.

Принята к публикации 07.10.2020 г.

В районе Кительского месторождения гранатов (северолодожский метаморфический комплекс, юго-восточная часть Фенноскандинавского щита) в метапелитах установлен минеральный парагенезис $Pl + Bt + Qtz + Grt + Sil + Ilm + Rt \pm St$ (без кордиерита), соответствующий границе средне- и высокотемпературного метаморфизма повышенных давлений (барровианского типа). Для определения P - T условий образования этого парагенезиса использован метод мультиравновесной термобарометрии (TWEEQU). Рассчитанные значения P - T параметров метаморфизма составляют 610–700°C и 6–8 кбар. Метаморфизм сопровождался деформациями и анатексисом (частичным плавлением), происходившим в условиях водонасыщенной системы. Возраст метаморфического события, определенный U-Pb методом (ID-TIMS) по монациту, составляет 1800 млн лет (время заключительной стадии эволюции Свекофеннского орогена). Выявленное событие проявлено локально в зонах деформации, расположенных среди сланцев с обычными для северолодожского метаморфического комплекса и всего Свекофеннского орогена парагенезисами низких–умеренных давлений (метаморфизм бюкенского типа). Ретроградные преобразования в кительских сланцах происходили при температуре не выше 300°C. Они не являлись заключительной стадией поздне-свекофеннского метаморфизма, а связаны с более молодым низкотемпературным флюидным воздействием.

Ключевые слова: полиметаморфизм, метаморфизм повышенных давлений (барровианского типа), северолодожский метаморфический комплекс, мультиравновесная термобарометрия, TWEEQU, монацит

DOI: 10.31857/S0869590321020023

ВВЕДЕНИЕ

Метаморфический ареал Северного Приладожья, относящийся к Раахе-Ладожской сутурной зоне, переходной от архейского Карельского кратона к палеопротерозойскому Свекофеннскому орогену, характеризуется зональностью андалузит-силлиманитового (бюкенского) типа (Геология ..., 2000). Степень метаморфизма северолодожского комплекса меняется от низкотемпературной зеленосланцевой фации у края Карельского кратона до гранулитовой фации в южной части ареала. Этот метаморфизм связан со становлением позднепалеопротерозойского аккреционного Свекофеннского орогена. В пределах Финляндии в Раахе-Ладожской зоне известны на-

ходки ассоциаций с кианитом, указывающих на метаморфизм повышенных давлений с уровнем не выше зеленосланцевой фации (Korsman, Glebovitsky, 1999), но в северолодожском метаморфическом комплексе не было известно парагенезисов – индикаторов повышенных давлений. Хотя современные изотопно-геохронологические исследования Северного домена Приладожья выявили признаки полиметаморфизма в северолодожском метаморфическом комплексе (Балтыбаев и др., 2005, 2009), P - T параметры более молодого метаморфического события в Северном Приладожье не были установлены.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Среди крупнейших структурных единиц Фенноскандинавского щита выделяются архейский

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi: 10.31857/S0869590321020023 для авторизованных пользователей.

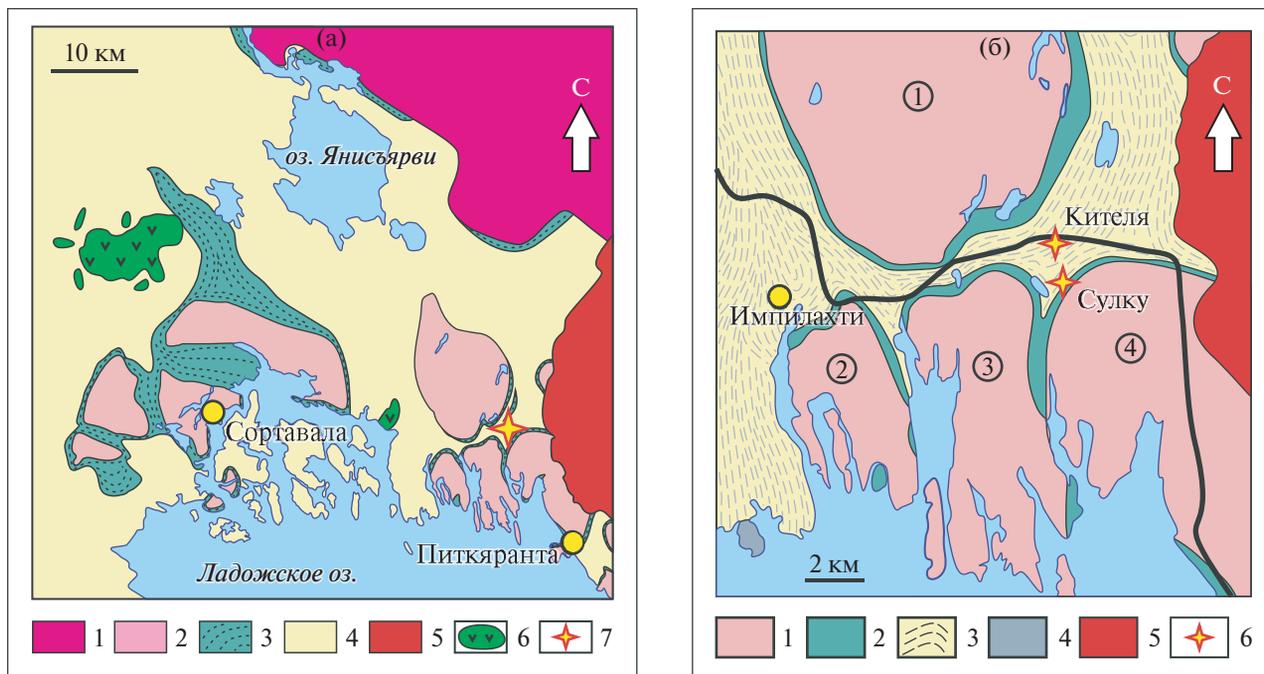


Рис. 1. (а) Схема геологического строения Северного Приладожья. 1, 2: архейские породы (1 – Карельский кратон, 2 – гранито-гнейсовые купола); 3, 4: палеопротерозойские супракрупные породы (3 – вулканогенно-осадочная сортавальская серия, 4 – метатерригенная ладожская серия); 5, 6: интрузии (5 – мезопротерозойский Салминский массив гранитов-рапакиви, 6 – палеопротерозойские мафит-ультрамафитовые Калаамский и Велимякский массивы); 7 – Кительское месторождение граната. (б) Схема южной части Руокоярвинской синформы. 1 – гранито-гнейсовые купола: (1) Коккосельский, (2) Импилахтинский, (3) Мурсульский, (4) Питкярантский (номера соответствуют цифрам в кружках на схеме); 2 – амфиболиты и карбонатные породы сортавальской серии; 3 – слюдяные сланцы ладожской серии; 4 – тоналиты Импиниемского массива; 5 – граниты-рапакиви Салминского массива; 6 – точки отбора образцов (участок Кителя: образцы А1, К26; участок Сулку: образцы L14-06, LK19-064, LK19-064/1).

Карельский кратон и обрамляющий его с юго-востока палеопротерозойский Свекофеннский ороген. Они разделены Раахе-Ладожской шовной зоной, в основании которой находится архейский гранито-гнейсовый фундамент, переработанный вместе с палеопротерозойским вулканогенно-осадочным чехлом в ходе свекофеннского орогенеза (Балтыбаев и др., 2009). Северное Приладожье расположено в юго-восточной части Раахе-Ладожской зоны и прилегающей части Свекофеннского орогена (рис. 1а). Часть Северного Приладожья, относящаяся к Раахе-Ладожской зоне, выделяется как Северный домен, а относящаяся к Свекофеннскому орогену и не имеющая архейского фундамента – как Южный домен. Эти домены разделены Мейерской надвиговой зоной. Ремобилизация древнего фундамента в Северном домене (в зоне амфиболитовой фации метаморфизма) привела к образованию гранито-гнейсовых куполов, обрамленных породами осадочно-вулканогенной сортавальской серии, лежащей в основании палеопротерозойского супракрупного разреза (Геология ..., 2000). В синформах, разделяющих купола, и вблизи края кратона сортавальская серия перекрыта более молодыми терригенными

породами ладожской серии с флишевой ритмичной слоистостью. По составу породы ладожской серии отвечают грауваккам и аргиллитам (Котова и др., 2009) и превращены в слюдястые сланцы и гнейсы.

По минеральным парагенезисам метапелитов и метаграувакк в Северном Приладожье выделяются метаморфические зоны: хлорит-мусковитовая, биотитовая, гранатовая, ставролитовая, силлиманит-мусковитовая, силлиманит-ортоклазовая и гиперстеновая (Балтыбаев и др., 2009). Уровень метаморфизма нарастает в южном–юго-западном направлении – по мере удаления от Карельского кратона, хотя местами конфигурация зональности более сложная. Все перечисленные метаморфические зоны, кроме последней, развиты в пределах Северного домена, а гиперстеновая – в Южном. В силлиманит-ортоклазовой и гиперстеновой зонах, соответствующих условиям высокотемпературной амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма, проявлена интенсивная мигматизация. Географически область мигматизации захватывает район к юго-западу от Sortavala, к югу от Pitkyaranta и отчасти – ладожские шхеры. В глиноземистых гнейсах высокотемпературных зон индикаторным является парагенезис $Pl + Qtz + Bt +$

+ $Grt + Crd + Sil \pm Kfs^2$, обычный для высокотемпературных метапелитов низких и умеренных давлений (Глебовицкий, 1977). В северолодожском метаморфическом комплексе кордиерит-силлиманитовый парагенезис прогрессивно развивается по ставролитсодержащим парагенезисам (Геология ..., 2000). Силлиманит отмечен и в других, более низкотемпературных зонах: в силлиманит-мусковитовой, реже в ставролитовой. В последней он встречается эпизодически и образует тонкоиглочатый, скрытокристаллический фибролитовый агрегат, нередко демонстрирующий неравновесные соотношения с другими минералами породы, в том числе со ставролитом (Великославинский, 1972). Среднетемпературные метапелиты сложены обычно минеральным парагенезисом $Pl + Qtz + Bt + St + Grt \pm Ms$, отвечающим ставролитовой зоне и широко распространенном как в западной (к западу от реки Янисйоки), так и в восточной части Северного домена.

Месторождение ювелирных гранатов Кителя (Киевленко и др., 1987) расположено в восточной части Северного домена на южной окраине Руокоярвинской (Кительской) синформы, сложенной на крыльях породами осадочно-вулканогенной сортавальской серии, а в ядре — биотитовыми парасланцами ладожской серии, и окруженной гранито-гнейсовыми куполами Питкярантской группы: Мурсульским и Питкярантским на юге, Коккосельским на северо-западе и Юканковским на востоке (рис. 1б). В пределах месторождения есть несколько участков. Образцы для исследования отобраны на двух из них: на участке Кителя (собственно месторождение Кителя), расположенном примерно в 1 км к востоку от железнодорожной станции Кителя (образцы K26 и A1), и на участке Сулку, расположенном на западном склоне одноименной горы (образцы L14-06, LK19-064 и LK19-064/1). Среди парасланцев ладожской серии гранат-биотитовые сланцы Кительского месторождения выделяются более крупной зернистостью, большим размером порфиробластов граната, достигающих 2–3 см в поперечнике (против обычных для ладожских сланцев 2–4 мм), отчетливо проявленной плейчатостью, минеральной и агрегатной линейностью. Они обычно представляют собой LS -тектониты с агрегатной линейностью вдоль шарниров складок плейчатости. В некоторых образцах с участка Сулку сланцеватость отсутствует, а биотит вытянут вдоль направления агрегатной линейности, т.е. порода является L -тектонитом. Вокруг порфиробластов граната в кительских сланцах могут быть видны $S-C$ и сигмоидные структуры. Эти признаки, вместе с

плейчатостью и линейностью, указывают на син-метаморфический характер деформаций. Другая особенность кительских сланцев — небольшие (до 1–1.5 см) линзы анатектической лейкосомы, образующейся синхронно с деформациями. К юго-западу, югу и к востоку от Кительского месторождения в северном обрамлении Импилахтинского, Мурсульского и Питкярантского куполов распространены обычные мелкозернистые и даже филлитовидные ладожские сланцы без плейчатости, без граната или с редким мелким гранатом (до 2–3 мм) и без мигматизации. Интенсивная мигматизация начинается существенно южнее, в более высокотемпературных метаморфических зонах, проявленных на островах Ладожского озера к югу от Импилахтинского, Мурсульского и Питкярантского куполов и в районе мыса Юляристи (в обрамлении Ристиниевского купола). Таким образом, уровень метаморфизма в кительских сланцах оказывается дискордантен по отношению к общей метаморфической зональности региона.

Главное метаморфическое событие, проявленное как в Северном (зоны метаморфизма зеленосланцевой—амфиболитовой фаций), так и в Южном (зона гранулитового метаморфизма) доменах, имеет раннесвекофеннский возраст ~1880–1860 млн лет (Балтыбаев и др., 2009; Ладожская ..., 2019). В Северном домене, наряду со значениями возраста, соответствующими раннесвекофеннскому этапу и полученными как по глиноземистым сланцам и гнейсам, так и по метавулканитам, распространены цирконы и монациты с позднесвекофеннскими значениями $U-Pb$ возраста ~1800 млн лет (Балтыбаев и др., 2005; Балтыбаев и др., 2009), указывающими на проявление в Северном домене второго метаморфического события. Однако к настоящему времени отсутствуют работы, в которых были бы определены термодинамические условия этого события и его структурная позиция.

МИНЕРАЛОГИЯ И ПЕТРОГРАФИЯ КИТЕЛЬСКИХ СЛАНЦЕВ

Гранат-биотитовые сланцы Кительского месторождения — крупнозернистые породы, сложенные преимущественно биотитом, кварцем, плагиоклазом и гранатом (рис. 2). Порфиробласты *граната* в кительских сланцах не образуют скоплений и могут быть расположены довольно редко. Это преимущественно тетрагонтриоктаэдрические зерна, как правило изометричные, но нередко уплощенные или удлинённые вдоль одной из осей симметрии четвертого порядка (Рундквист, Москалева, 1985). Общее их содержание в породе обычно составляет не больше 5–10%, но на некоторых участках достигает 20%. Размер зерен граната меняется от 4–7 мм до 1.5–2 см и более, а на их гранях часто видна отчетливая штриховка. В пор-

² Здесь и далее символы минералов приведены по (Kretz, 1983). Дополнительные обозначения: Ea — истонит, Sdp — сидерофиллит, Fbl — фибролит, Als — силикат алюминия Al_2SiO_5 (Ky или Sil), L — силикатный расплав.

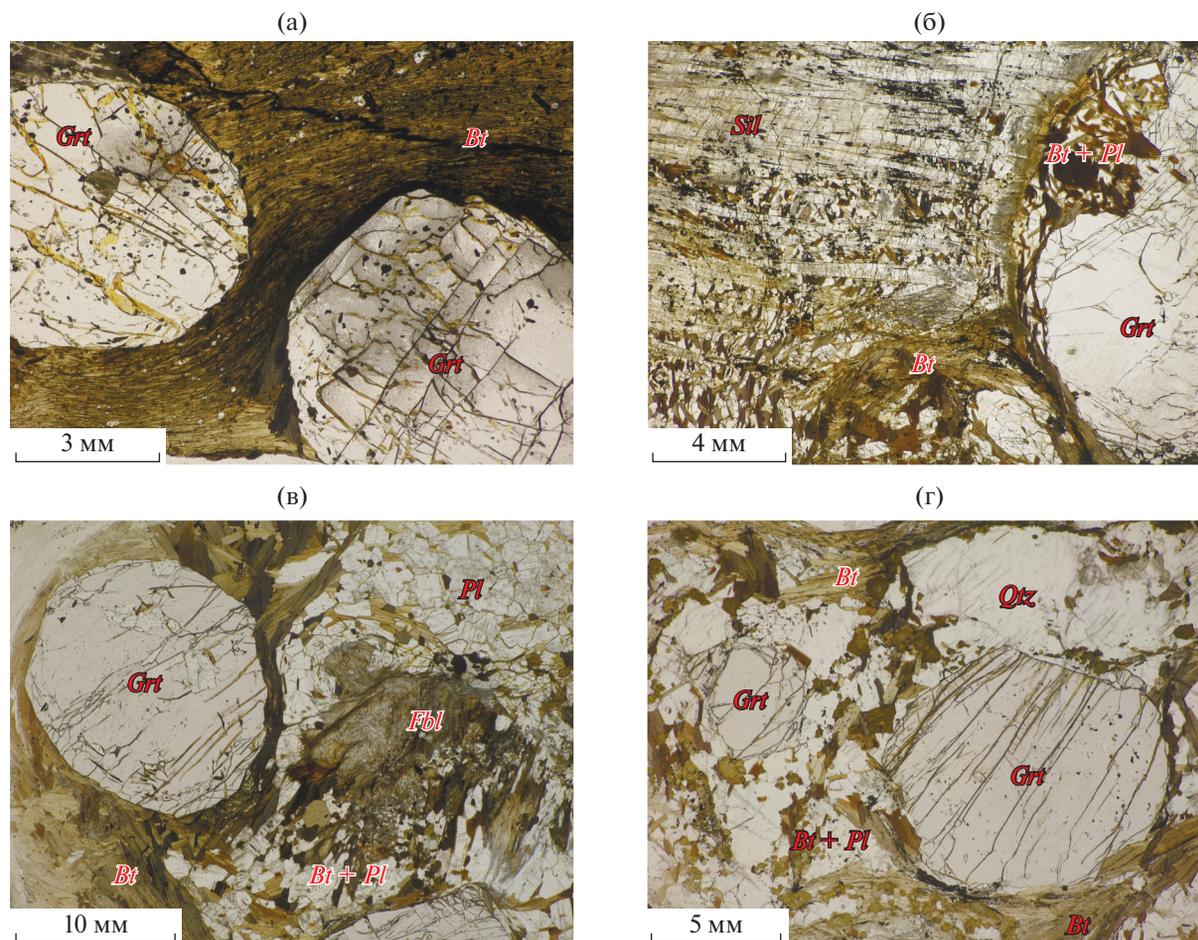


Рис. 2. Микроструктуры гранат-биотитовых сланцев кительского типа (фотографии в поляризованном свете без анализатора): (а) – образец К26: порфиробласты граната в биотитовом сланце. (б) – образец А1: игольчатый силлиманит вокруг крупного порфиробласта граната; в верхней правой части фотографии виден ретроградный кварц-биотит-плагиоклазовый агрегат, замещающий зерно граната. (в) – образец LK19-064: фибролитовый агрегат в гранат-биотитовом сланце. (г) – образец LK19-064/1: гранат-биотитовый сланец с крупными зернами кварца. В порфиробластах граната во всех образцах присутствуют включения рутила и ильменита.

фибробластах граната постоянно присутствуют включения кварца, а в некоторых образцах вдобавок рутила и ильменита.

Биотит – один из главных породообразующих минералов сланцев. В сланцах им сложены меланократовые прослои и линзы, образованные крупными сильно деформированными чешуйками биотита длиной от 0,5–1 до нескольких сантиметров, обычно вытянутыми вдоль направления линейности и смятыми в складки плейчатости. Иногда чешуйки биотита образуют сигмоидальные “рыбки”, являющиеся индикатором пластической деформации (Mukherjee, 2013). В подобном агрегате нет плагиоклаза, но может присутствовать незначительное количество кварца. Биотитовые слойки и зонки облекают также порфиробласты граната (рис. 2). Другая форма, в которой биотит встречается в породе, – слабо удлиненные, иногда почти изометричные мелкие (до-

ли мм) недеформированные чешуйки биотита в составе кварц-плагиоклазового агрегата.

Другой важный породообразующий минерал – **плагиоклаз** – распределен в сланцах весьма неравномерно: вместе с кварцем и мелкими чешуйками биотита он обычно образует линзовидные скопления недеформированных субидiomорфных зерен (1–3, 0,5–2, иногда до 3–5 мм) с гранобластовой структурой, отделенные от граната деформированным биотитовым агрегатом. Такие плагиоклаз-содержащие скопления, представляющие собой лейкосом ранних стадий плавления, ориентированы вдоль направления линейности. В некоторых образцах, например обр. А1, плагиоклаз вместе с биотитом местами образует ретроградные каймы, замещающие краевые части крупных зерен граната. Однако в большинстве образцов такие каймы отсутствуют. **Кварц** образует включения в гранате, мелкие изометричные зерна среди биотита, идио-

морфные зерна в составе гранобластового (биотит)-кварц-плаггиоклазового агрегата. В образце LK19-064/1 присутствуют маломощные кварцевые жилочки (5–7 мм в поперечнике). Другая особенность этого образца в том, что разделение на биотит без плаггиоклаза и биотит-кварц-плаггиоклазовый агрегат в нем выражено слабее, чем в предыдущих образцах.

Иногда в сланцах встречается *силлиманит*, который образует мелкие призматические зерна либо присутствует в виде спутано-волоконистого *фибrolита*. И призматический силлиманит, и фибролит обычно приурочены к биотитовому агрегату. В некоторых образцах из месторождения Китля, в частности в обр. А1, с наиболее крупными гранатами из изученных, силлиманит образует игольчатые агрегаты с различимыми в оптическом микроскопе зернами (длиной >2 см и толщиной до 0.5 мм), обрамляющие крупные зерна граната или замещающие их (рис. 2б). Между пучками иголок силлиманита находится биотит-плаггиоклазовый агрегат с неориентированными чешуйками биотита, кварцем и единичными зернами ставролита размером ~100 мкм. В других образцах, включая обр. К26, силлиманит встречается в виде мелких призматических зерен среди биотита. В образце LK19-064 силлиманит присутствует в виде “спутанного” фибролитового агрегата (1–2 мм в поперечнике) среди биотита (рис. 2в). В образце LK19-064/1 силлиманит присутствует в наименьшем количестве из всех детально изученных нами образцов: он образует редкие тонкие иглы в некоторых крупных зернах кварца.

В отличие от глиноземистых гнейсов и сланцев района Сортавалы, *кордиерит* в кительских сланцах отсутствует. *Ставролит* нигде не виден макроскопически, но встречается в некоторых образцах с крупными зернами граната, в частности в образцах А1 и LK19-064, где образует немногочисленные округлые субизометричные зерна размером 50–100 мкм, приуроченные обычно к биотит-кварц-плаггиоклазовому агрегату (не более 3–4 зерен на шлиф). Признаков замещения ставролита другими минералами, как и признаков развития ставролита по другим минералам, нет.

Для некоторых сланцев характерны мелкие изометричные зерна акцессорного *турмалина* (в частности, для образцов К26 и LK19-064/1). Не меньше распространены сланцы, не содержащие турмалин. *Ильменит* и *рутил* – обычные акцессорные минералы. Чаще всего они присутствуют в виде включений в порфиробластах граната, иногда совместно. В образце К26 удлиненные зерна рутила и ильменита встречаются среди биотитового агрегата. Никаких признаков, указывающих, что один из этих минералов развивается по другому, ни в одном из образцов не найдено. Кое-где в биотитовом агрегате встречаются редкие чешуйки *графита*. Из руд-

ных минералов отмечается также *магнетит*. Иногда в сланцах можно увидеть изометричные, сильно окисленные зерна *сульфидов*. Из других акцессорных минералов в сланцах присутствуют апатит, циркон, монацит, ксенотим.

Во многих образцах в биотите вдоль сланцеватости развиваются вторичные *хлорит* и *каолинит*. Иногда их количество становится довольно значительным. Однако ни в одном из образцов каолинит не развивается по силлиманиту или ставролиту. Гранат также не затронут хлоритизацией или другими низкотемпературными изменениями.

Образец L14-06, использованный для датирования, по минеральному составу и текстуре аналогичен образцу LK19-064.

Описанная выше дифференциация – разделение на существенно биотитовые участки с гранатом, иногда с силлиманитом, практически без лейкократовых минералов, и на обтекаемые меланократовым биотитовым агрегатом линзы (биотит)-кварц-плаггиоклазового состава с гранобластовой структурой – отсутствует в обычных мелкозернистых биотитовых сланцах ладожской серии, с гранатом или без него. Эта дифференциация связана с ранней стадией частичного плавления сланцев. Другая важная черта, отличающая кительские сланцы, – отсутствие кордиерита в метапелитовых сланцах вместе с силлиманитом.

Микрозондовые исследования составов минералов выполнены в ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург) на растровом электронном микроскопе JSM-6510LA с ЭДС-спектрометром JED-2200, аналитик О.Л. Галанкина. Расчет составов минералов (кроме турмалина) произведен в программе Minal 3 (автор – Д.В. Доливо-Добровольский, ИГГД РАН), а турмалина – в программе пакета Mineral Recalculation Software (автор – Andy Tindle, Open University Electron Microprobe Laboratory, UK). Результаты микрозондового анализа минералов приведены в таблице ESM_1.xls³ (см. Supplementary).

По результатам микрозондового анализа гранаты Китльского месторождения имеют состав $Alm_{72-81}Prp_{12-17}Sps_{3-12}Grs_{2-4}$ (рис. 3а). Полученные составы близки к результатам валового химического анализа кительских гранатов по данным (Рундквист, Москалева, 1985). Гранаты слабозональные, с пологими куполовидными профилями зональности по альмандину (снижение от центра к краю) и спессартину (рост от центра к краю) и немонотонной зональностью по пиропу (рис. 3б). Биотит в кительских сланцах имеет среднюю железистость ($f = 48–58$ мол. %) и низ-

³ Результаты микрозондового анализа минералов представлены в таблице ESM_1.xls (Supplementary) к русской и английской онлайн-версиям статьи на сайтах <https://elibrary.ru/> и <http://link.springer.com/> соответственно.

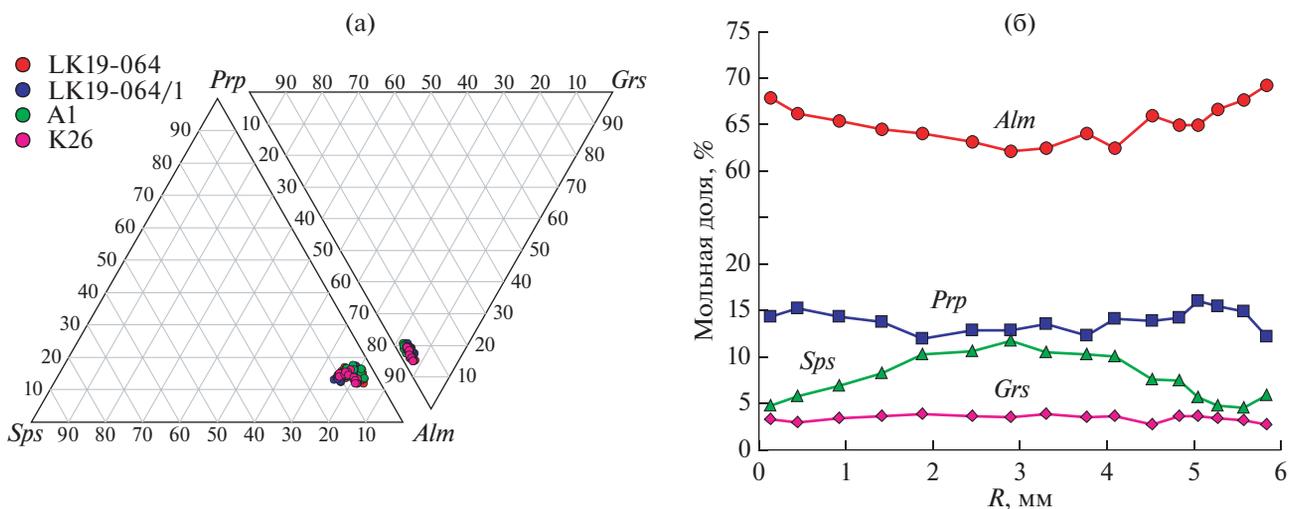


Рис. 3. Состав гранатов из гранат-биотитовых сланцев месторождения Кителя: (а) – минимальный состав гранатов; (б) – профиль зональности в порфиробласте граната из обр. LK19-064/1.

кую—умеренную глиноземистость (1.17–1.36 ф. к. Al^{IV} и 0.36–0.56 ф. к. Al^{VI}) и титанистость (0.08–0.14 ф. к. Ti). Доля Na от суммы щелочей в биотите не превышает 11 мол. % (в среднем 4.8 мол. %). Крупные деформированные чешуи биотита и мелкие субизометричные зерна из биотит-плагноклазового агрегата в матрице породы по составу не различаются. Плагноклаз соответствует олигоклазу (An_{17-25}), что обычно для парасланцев. Ставролит умеренно-магнезиальный ($f = 80-87$ мол. %), с низким содержанием Ti (0.05–0.09 ф. к.). Содержание Zn в ставролите обычно ниже предела обнаружения. В ильмените доля Mn и Mg компонентов составляет 0.9–1.4 и 1–3.5 мол. % соответственно. Турмалин – дравит с подчиненным количеством шерлового и увитового компонентов: $f = 31-38$ мол. %, $Na/(Na + Ca) = 0.69-0.91$. В апатите преобладает фторапатитовый компонент (преимущественно 65–75 мол. %), хлор отсутствует.

Необычные для Северо-Ладожского метаморфического ареала парагенезисы (силлиманит без кордиерита, рутил совместно с ильменитом), а также ранний анатексис к северу от зоны мигматитов, в пределах более низкотемпературных метаморфических зон, указывают на иное метаморфическое событие с $P-T$ условиями, отличающимися от условий главного этапа метаморфизма Северного Приладожья.

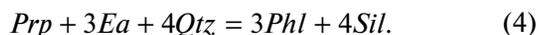
МИНЕРАЛЬНАЯ ТЕРМОБАРОМЕТРИЯ

Для определения $P-T$ условий метаморфизма сланцев Кительского месторождения использован метод мультиравновесной термобарометрии TWEEQU (Berman, 1991) с применением комбинационного подхода (Доливо-Добровольский,

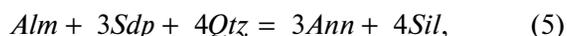
2006а). Расчеты выполнены в программе winTWQ 2.34 (Berman, 2007) с дополнениями TWQ_Comb (Доливо-Добровольский, 2006б) и TWQ_View (Доливо-Добровольский, 2006в). В расчетах использованы взаимосогласованные термодинамические базы данных (ТБД) JUN92 (Berman, 1988), BA96 (Berman, Aranovich, 1996; Aranovich, Berman, 1996) и BA06 (Berman et al., 2007). Расчеты с ТБД JUN92 и BA96 выполнены для парагенезиса $Pl + Bt + Grt + Qtz + Sil + Ilm + Rt$ с тремя независимыми реакциями (IR), описывающими соотношения между компонентами минералов – твердых растворов и минералами постоянного состава:



Номера реакций соответствуют номерам линий на TWQ-диаграммах (рис. 4). Первая из этих реакций – обменная (Fe-Mg) реакция между гранатом и биотитом, широко применяемая как геотермометр, а вторая и третья соответствуют известным реакциям смещенного равновесия (GASP и GRAIL), используемым как геобарометры (Essene, 1989). При расчетах с ТБД BA06, кроме этих трех, можно использовать еще одну независимую реакцию:



В ТБД BA06 присутствуют четыре минала, входящие в состав биотита: флогопит, аннит, истонит и сидерофиллит. Формально с учетом последнего можно написать дополнительную независимую реакцию:



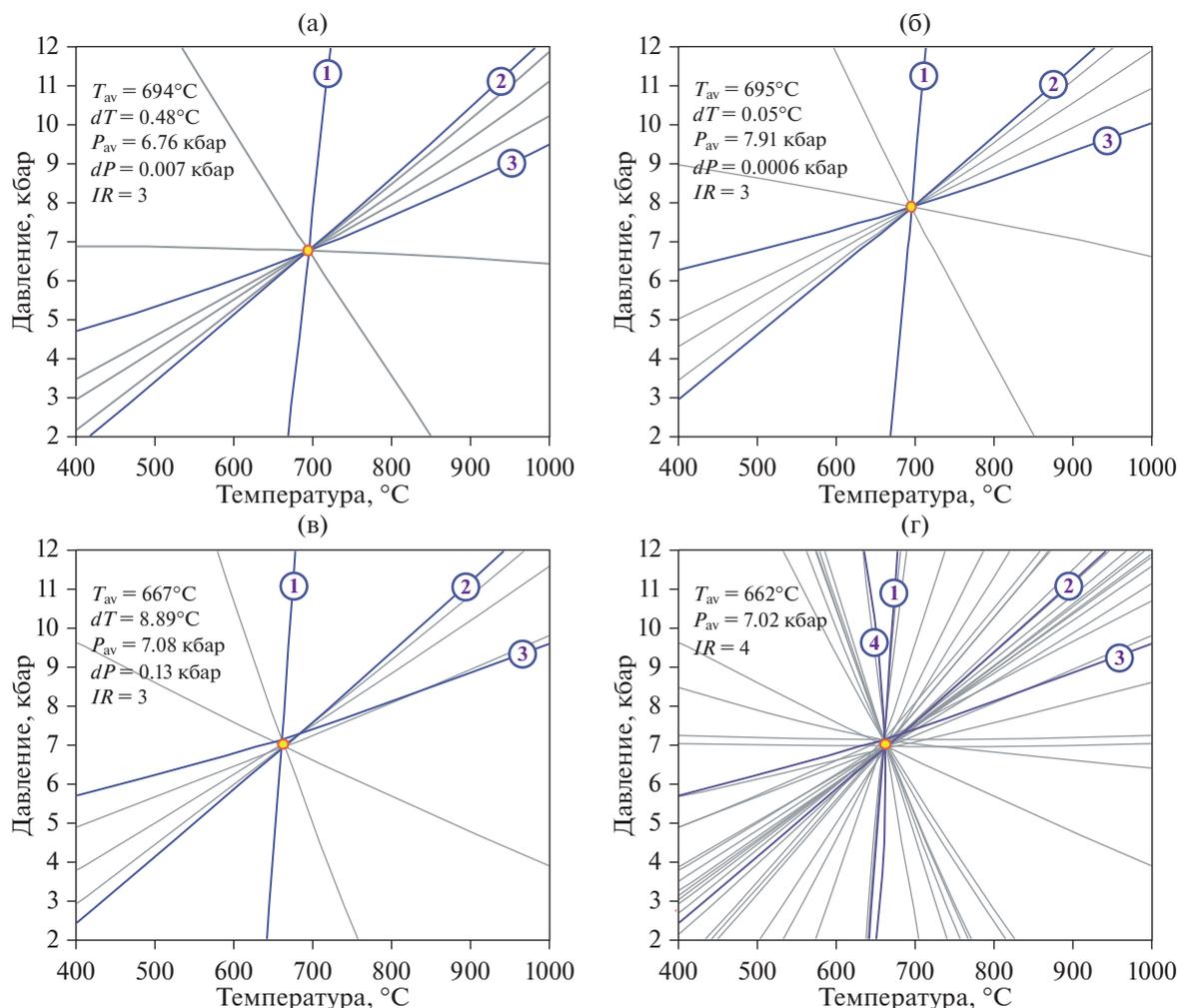
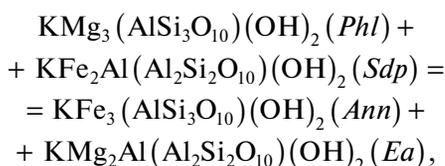


Рис. 4. Примеры TWQ-диаграмм (Berman, 1991) со сходящимися линиями минеральных реакций (система KCFMAS-TiH) для парагенезиса $Pl + Bt + Grt + Qtz + Sil + Ilm + Rt$ из гранат-биотитовых сланцев месторождения Кителя. Диаграммы рассчитаны с использованием взаимосогласованных термодинамических баз данных (ТБД): (а) – ТБД JUN92 (Berman, 1988); (б) – ТБД BA96 (Berman, Aranovich, 1996; Aranovich, Berman, 1996); (в, г) – ТБД BA06 (Berman, Aranovich, 2007). На диаграммах (а–в) показаны результаты расчетов в системе с тремя независимыми реакциями ($IR = 3$), на диаграмме (г) – в системе с четырьмя независимыми реакциями ($IR = 4$). Независимые реакции выделены на диаграммах синим цветом, номера в кружках соответствуют реакциям (1)–(4) в тексте статьи.

но в действительности из четырех перечисленных минералов только три являются линейно независимыми, так как они все образуют взаимный твердый раствор и связаны так называемой “внутри-минеральной” реакцией:



константа которой равна 1. Таким образом, один из четырех компонентов биотита в базе данных в действительности является квазинезависимым, так что независимость реакции (5) тоже кажущаяся. Поэтому мы не используем эту реакцию в наших

расчетах. В другой взаимосогласованной термодинамической базе данных (Holland, Powell, 2011), чтобы избежать подобного казуса, сходные зависимые компоненты устранены.

Критерием равновесности при мультиравновесной термобарометрии является сходимость реакций на TWQ-диаграммах, т.е. близость точек парных пересечений отдельных реакций к среднему, рассчитанному из этих парных пересечений (Berman, 1991). Соответственно, из всех расчетов были выбраны те, где такая сходимость наибольшая. Диапазоны рассчитанных равновесных P - T значений представлены в табл. 1. Для более компактного отображения результатов термобарометрии по совокупностям P - T значений, полученных по комбинациям анализов с хорошей

Таблица 1. Результаты мультиравновесной термобарометрии и параметры эллипсов погрешности, описывающие полученные P - T значения для силлиманит-гранат-биотитовых сланцев Кительского гранатового месторождения (северолодужский метаморфический комплекс, юго-восток Фенноскандинавского щита)

ТБД	Номер образца	n	Диапазон T , °C	Диапазон P , кбар	T_{av} , °C	P_{av} , кбар	$2\sigma_T$, °C	$2\sigma_P$, кбар	cor
JUN92 (3IR)	K26	206	615–705	5.6–6.9	661.2	6.26	38.4	0.52	0.79
	A1	38	590–785	5.7–7.3	659.2	6.48	104.6	0.97	0.94
	LK19-064	20	695–740	6.3–6.8	722.2	6.55	26.8	0.27	0.89
	LK19-064/1	70	590–710	5.4–6.9	645.5	5.98	56.8	0.86	0.83
BA96 (3IR)	K26	355	665–745	7.3–8.4	704.0	7.85	31.8	0.45	0.80
	A1	39	645–760	7.8–8.9	710.5	8.29	58.9	0.55	0.85
	LK19-064	30	730–760	7.5–8.3	747.2	7.79	19.5	0.47	–0.03
	LK19-064/1	47	645–740	7.4–8.4	703.6	7.99	62.2	0.44	0.54
BA06 (3IR, без Ea)	K26	67	655–675	7.0–7.1	662.3	6.96	14.4	0.25	0.64
	A1	62	615–720	6.8–7.9	668.3	7.38	53.9	0.55	0.78
	LK19-064	6	695–715	6.7–6.9	702.5	6.75	16.1	0.17	0.89
	LK19-064/1	19	610–695	7.2–7.7	630.2	7.46	37.4	0.39	–0.21
BA06 (4IR, с Ea)	K26	16	650–675	6.7–7.2	661.9	6.97	11.9	0.22	0.53
	A1	6	635–675	6.9–7.2	652.1	7.06	30.7	0.30	0.31
	LK19-064	12	665–700	6.3–7.0	691.1	6.65	23.4	0.44	0.02
	LK19-064/1	10	610–640	7.4–7.9	624.9	7.63	24.2	0.27	0.38

Примечание. ТБД – термодинамическая база данных, использованная при расчетах в программе TWQ (пояснения см. в тексте); IR – число независимых реакций между компонентами в системе; n – число TWQ-пересечений с хорошей сходимостью; параметры эллипсов: T_{av} и P_{av} – средние значения температуры и давления (центры эллипсов); $2\sigma_T$ и $2\sigma_P$ – среднеквадратичные отклонения по температуре и давлению; cor – коэффициент корреляции. Для всех эллипсов число переменных $var = 2$, доверительный интервал $conf. lev. = 95\%$.

сходимостью реакций, рассчитаны эллипсы погрешности с доверительной вероятностью 95%. На рис. 5 и в табл. 1 показаны результирующие эллипсы погрешности термобарометрических данных для всех изученных образцов, рассчитанные с разными ТБД. Видно, что значения температур, определенные по трем независимым реакциям, в целом сходны для разных ТБД, хотя различаются достаточно, чтобы облака точек в основном не пересекались. При этом значения температур, рассчитанные с ТБД JUN92, – наименьшие, с ТБД BA96 – наибольшие, а значения, полученные с ТБД BA06, лежат между ними. Результаты расчетов с разными ТБД различаются и по давлению, причем в этом случае систематические различия еще нагляднее. Наименьшие значения давлений, как и с температурами, получаются при использовании ТБД JUN92, наибольшие – с ТБД BA96, причем разница между первыми и вторыми довольно значительная (около 1.5 кбар) при сопоставимом разбросе среди результатов, посчитанных с одной ТБД. Значения, определенные с ТБД BA06, лежат между результатами с ТБД JUN92 и ТБД BA96 (но ближе ко вторым). Особенностью

этой базы данных является наименьший разброс рассчитанных значений. Использование четвертой независимой реакции позволяет еще сократить разброс найденных P - T значений с хорошей сходимостью.

В пределах каждого конкретного эллипса разброс точек, как правило, больше по температуре, чем по давлению. Вероятно, такой разброс определяется, главным образом, совокупностью аналитических ошибок и наблюдаемыми вариациями составов минералов, часть которых связана с неполным уравниванием минералов в породе. Однако большой разброс найденных равновесных P - T значений для обр. A1, скорее всего, связан и с ретроградными преобразованиями, проявленными, в частности, в замещении граната реакционными биотит-плаггиоклазовыми каймами. В других изученных образцах такие каймы отсутствуют.

ВОЗРАСТ МЕТАМОРФИЗМА

Для определения возраста метаморфизма повышенных давлений в глиноземистых сланцах

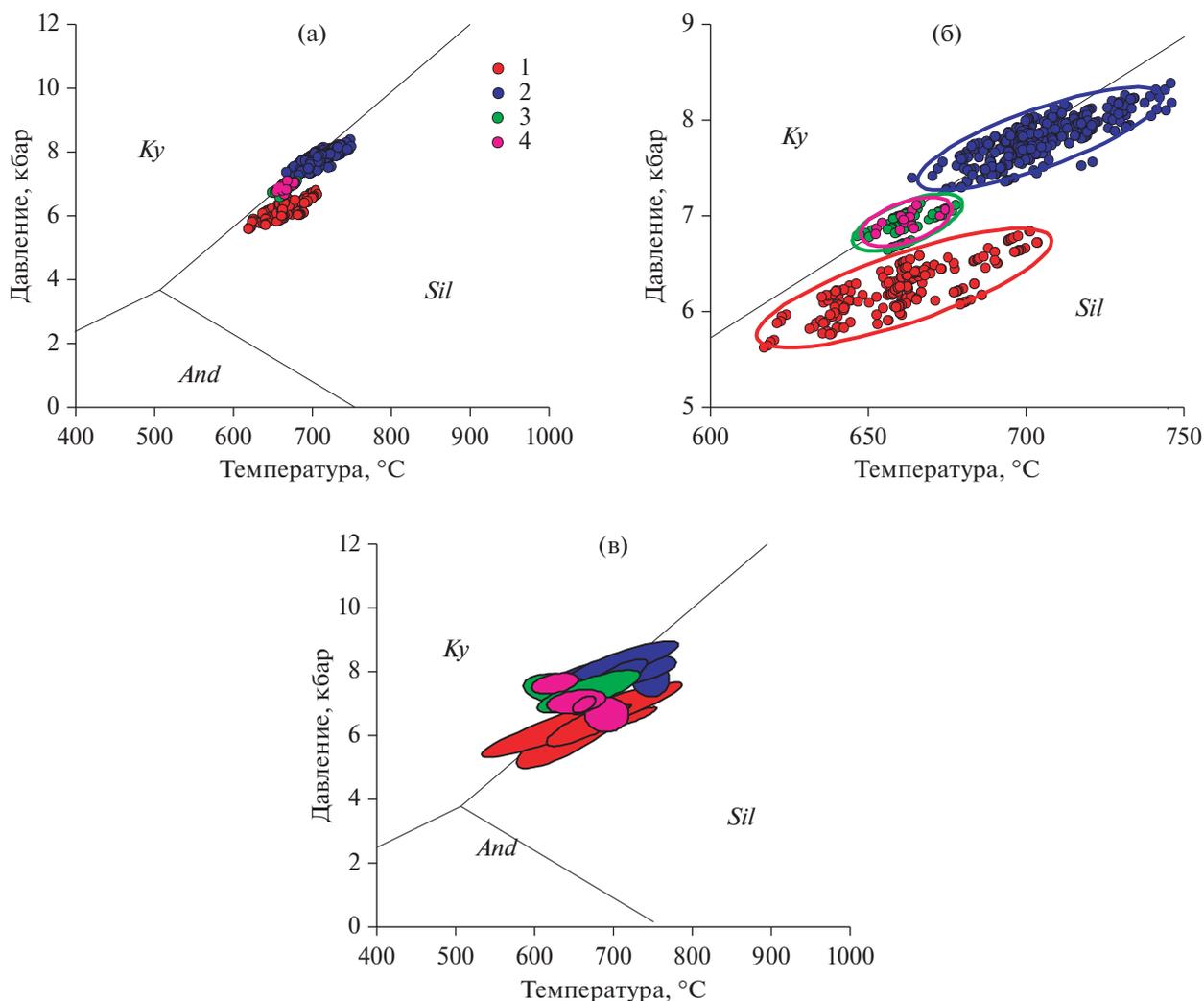


Рис. 5. Результаты расчетов P - T условий метаморфизма методом TWEEQU в сланцах месторождения Кителя с различными ТБД.

(а, б) – для обр. К26 (точки отражают результаты индивидуальных расчетов с хорошей сходимостью реакции, эллипсы стандартных отклонений описывают совокупность точек с доверительной вероятностью 0.95); (в) – для всех изученных образцов.

Условные обозначения: 1 – ТБД JUN92, $IR = 3$; 2 – ТБД ВА96, $IR = 3$; 3 – ТБД ВА06, $IR = 3$; 4 – ТБД ВА06, $IR = 4$ (включая истонитовый компонент биотита Ea). Поля устойчивости силикатов алюминия Al_2SiO_5 рассчитаны в программе winTWQ (одинаковы для всех использованных ТБД).

месторождения Кителя выполнено датирование U-Pb изотопной системы монацитов из образцов L14-06 и LK19-064 методом ID-TIMS. Выделение монацитов из образцов было выполнено по стандартной методике. В исследованных образцах монациты представляют собой очень мелкие округлые зерна размером 50–70 мкм, бесцветные и желтоватые (рис. 6). Непосредственно для датирования отобраны бесцветные прозрачные зерна. Выделение Pb и U из монацитов проводилось на ионообменной смоле BioRad AG 1-X8 100-200 mesh с помощью HCl по методике Т. Кроу (Krogh, 1973).

Для изотопных исследований был использован смешанный трассер ^{235}U – ^{208}Pb . Измерения

изотопов Pb и U проводились в ИГД РАН на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON 1T в статическом режиме. Лабораторное загрязнение при исследованиях не превышало 15 пг Pb и 5 пг U. Определение U-Pb возраста монацитов было выполнено по стандартной методике с погрешностью измерения Pb/U отношений (2σ). Расчеты изотопных отношений и возраста минералов проводились по программам К. Ладвига (Ludwig, 1991, 1999). Результаты расчетов приведены в табл. 2 и на рис. 7.

Полученные возрасты метаморфизма близки к конкордантным. Для монацита из обр. L14-06 возраст $T(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) = 1801.3 \pm 1.1$ млн лет, а для мо-

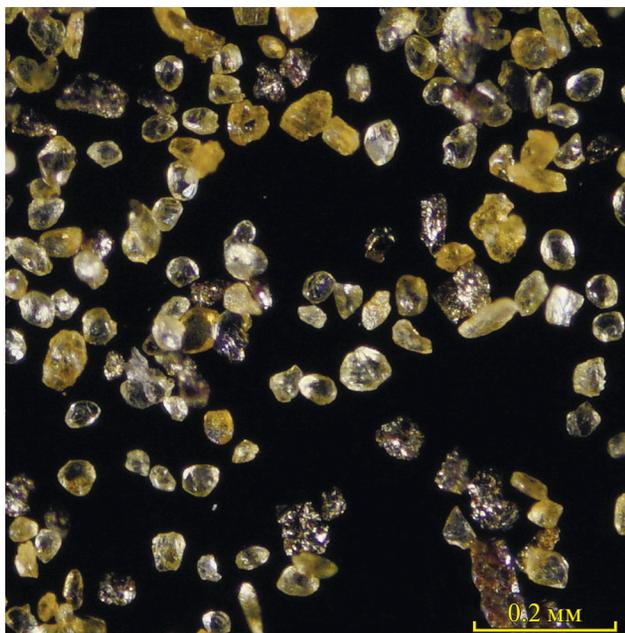


Рис. 6. Монацит, выделенный из образца LK19-064 (оптическая микрофотография). Для датирования отобраны прозрачные бесцветные зерна.

монацита из обр. LK19-064 – возраст $T(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) = 1800.2 \pm 0.6$ млн лет, т.е. значения возраста в пределах погрешности совпадают. Полученные значения соответствуют поздневекофеннскому времени (Балтыбаев и др., 2009).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты термобарометрии

Рассчитанные значения температуры и давления отвечают высокотемпературной части амфиболовой фации повышенных давлений (рис. 5, 8) и относятся к кианит-силлиманитовой фациальной серии (Барроу). Сопоставление результатов расче-

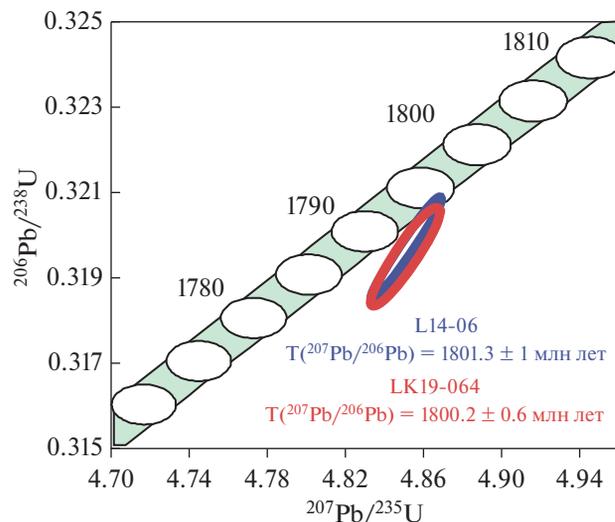


Рис. 7. Диаграмма Везерилла для монацита из образцов L14-06 и LK19-064 (участок Сулку).

тов с положением установленных экспериментально линий реакций (рис. 8) показывает, что в установленных P - T условиях проходит граница устойчивости ставролита совместно с кварцем – он замещается парагенезисом гранат + силлиманит + кварц. Верхний барический предел устойчивости кордиерита, равновесного с гранатами с $X_{\text{Mg}} = 0.1-0.3$, ниже значений, определенных по кительским сланцам. Повышенные давления метаморфизма кительских сланцев подтверждаются и сосуществованием рутила и ильменита в парагенезисе с гранатом пироп-альмандинового ряда и силлиманитом (Bohlen et al., 1983). Таким образом, полученные значения температуры и давления соответствуют минеральным парагенезисам, наблюдаемым в кительских сланцах, объясняя и отсутствие кордиерита, индикаторного для метapelитов бьюкенской (андалузит-силлиманитовой)

Таблица 2. Результаты U-Pb изотопных исследований монацитов из сланцев Кительского гранатового месторождения (северолодужский метаморфический комплекс)

№ п/п	Номер образца	Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн лет		
		$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}^a$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^b$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^b$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
1	L14-06	3923 (2.0)	0.11357 (0.048)	1.2656 (0.790)	4.8501 (0.16)	0.31946 (0.14)	0.92	1793.6 ± 2.5	1787.1 ± 2.8	1801.3 ± 1.1
2	LK19-064	2862 (0.77)	0.11479 (0.042)	1.2840 (0.060)	4.8506 (0.14)	0.31967 (0.13)	0.97	1793.7 ± 2.4	1788.1 ± 2.5	1800.2 ± 0.6

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

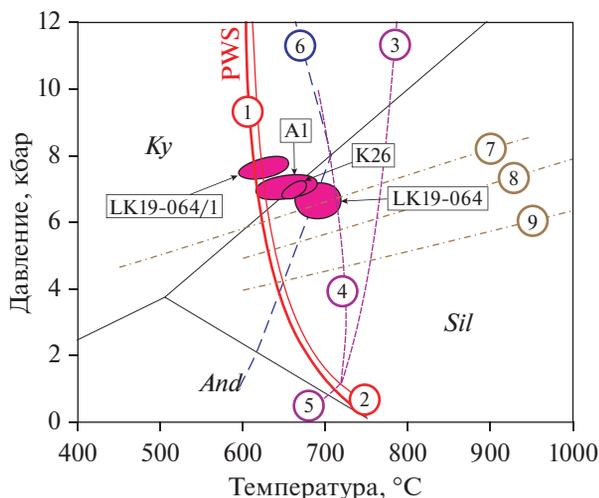


Рис. 8. Сопоставление результатов термобарометрических расчетов для образцов K26, A1, LK19-064 и LK19-064/1 (ТБД ВА06, $IR = 4$, включая Ea) для гранатовых сланцев Кителя с экспериментальными данными по устойчивости парагенезисов.

В прямоугольниках – номера образцов. Линии реакций (номера в кружках): (1) – PWS (солидус водонасыщенного плавления пелитов); (2) – гаплогранитный водонасыщенный солидус ($Ab + Kfs + Q + H_2O = L$); (3) и (4) – солидус дегидратационного плавления пелитов по реакции $Bt + Als + Pl + Qtz = Grt + Kfs + L$ (3 – для Bt_{56} , 4 – для Bt_{40}); (5) – реакция дегидратации пелита ($Pl + Qtz + Als + Bt = Grt + Kfs + H_2O$); (6) – реакция разложения ставролита в присутствии кварца ($St + Qtz = Alm + Als + H_2O$); (7)–(9) – верхний предел устойчивости кордиерита в равновесии с Grt_{30} , определяемый реакцией $Crd = Grt_{30} + Als + Qtz$: (7) – в системе с водным флюидом ($X_{H_2O} = 1$), (8) – с водноуглекислотным флюидом ($X_{H_2O} = 0.5$), (9) – с безводным флюидом ($X_{H_2O} = 0$). Нижний индекс у символов биотита и граната – доля магниевого компонента в мол. %. Реакции (1)–(5) приведены по работе (Le Breton, Thompson, 1988), (6) – по (Holdaway et al., 1995), (7) – по (Aranovich, Podlesskii, 1983), (8) и (9) – по (Martignole, Sisi, 1981).

фациальной серии, и появление в метапелитах рутила, обычного для метаморфических пород повышенных давлений (кианит-силлиманитового или барровианского типа).

Важно отметить, что ранее для образцов ладожских гранат-биотитовых сланцев из южной части Рукоярвинской синформы (образцы A4044 и A779: Геология..., 2000, рис. 4.4. на стр. 85 и табл. 4.2 на стр. 86–87) определены существенно меньшие P - T параметры (540–625°C и 3–6 кбар), отвечающие низкотемпературной части амфиболитовой фации низких давлений, т.е. относящиеся к обычному для Северного Приладожья метаморфизму бюкенского типа. В пользу этого говорит и присутствие в обр. A779 кордиерита. Это подтверждает локальность проявления наложенного метаморфизма повышенных давлений, что обычно для полиметаморфизма. Сопоставление приводимых ре-

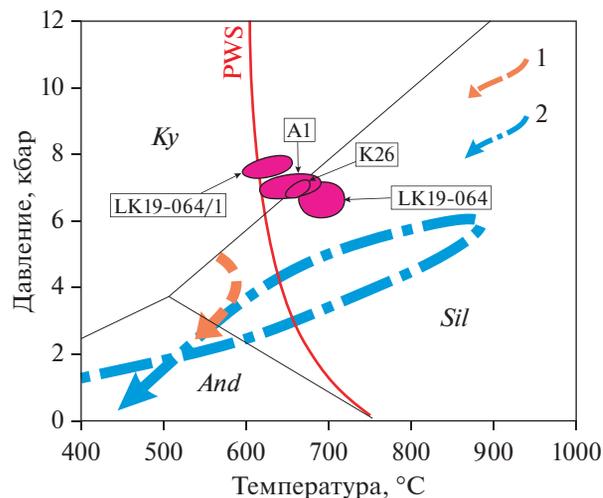


Рис. 9. Сопоставление результатов термобарометрических расчетов для сланцев месторождения Кителя с P - T трендами метаморфической эволюции главного метаморфизма в Северо-Ладожском метаморфическом ареале из работы (Геология..., 2000).

Тренды эволюции: 1 – для Северного домена (среднетемпературные метаморфические зоны), 2 – для Южного домена (область гранулитового метаморфизма).

зультатов термобарометрии с трендами эволюции, выведенными для Северного и Южного доменов Приладожья, показывает резкое различие градиентов dP/dT в кительских сланцах и других породах североладожского комплекса (рис. 9). Значения давления, рассчитанные в настоящей работе по сланцам месторождения Кителя, выше даже максимальных давлений (6–7 кбар), установленных для наиболее высокотемпературной в Северном Приладожье гиперстенной зоны метаморфизма в Южном домене (Балтыбаев и др., 2009).

Сравнение P - T условий метаморфизма кительских силлиманит-гранат-биотитовых сланцев с положением линий солидуса для метапелитов (рис. 8) показывает, что установленные температуры метаморфизма выше солидуса водонасыщенных метапелитов и ниже солидуса в случае дегидратационного плавления биотита в метапелитах – единственного водосодержащего минерала кительских сланцев. Таким образом, для плавления кительских сланцев было необходимо присутствие существенно водного флюида. На это также указывает отсутствие в породе (как лейкосоме, так и в мезосоме) ортоклаза или микроклина – продуктов дегидратационного плавления калиевых слюд. Важно, что температура плавления сланцев может значительно понижаться благодаря присутствию в них турмалина, так как B_2O_3 выступает в качестве флюса для гранитных систем (Dingwell et al., 1996).

Реакции формирования силлиманита/фибrolита

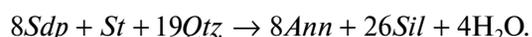
Появление силлиманита или фибrolита при прогрессивном метаморфизме возможно за счет кордиерита (образование парагенезиса граната и силлиманита при компрессии), мусковита (дегидратация с образованием калиевого полевого шпата), ставролита (образование парагенезиса граната и силлиманита при росте температуры) при раскислении плагиоклаза (за счет анортитового компонента) и за счет глиноземистого компонента биотита – при его реакции с гранатом или ставролитом. Еще одна потенциально возможная реакция – окисление сидерофиллитового компонента биотита. В нашем случае разложение кордиерита не играет никакой роли, так как в североладожском метаморфическом комплексе кордиерит ассоциирует с силлиманитом в высокотемпературных зонах метаморфической зональности андалузит-силлиманитового типа, но в кительских сланцах реликты кордиерита, которые могли бы свидетельствовать о его разложении, отсутствуют. Процессы дегидратации мусковита и окисления биотита тоже не реализуются, так как в этих случаях в парагенезисе с силлиманитом должен возникать калиевый полевой шпат, отсутствующий в кительских сланцах.

В обсуждаемом случае возможными представляются такие реакции:

- прогрессивное разложение ставролита с образованием граната:



- снижение глиноземистости биотита при его реакции с гранатом или ставролитом:



Ставролит весьма обычен для метапелитовых сланцев североладожского комплекса и почти отсутствует в кительских сланцах. Как раз в условиях их формирования, как следует из рис. 8, проходит линия реакции разложения ставролита. Поэтому реакция разложения ставролита представляется наиболее значимой. Однако фибrolит часто ассоциирует с биотитом, причем имеющим низкую глиноземистость. Поэтому можно полагать, что реакция, ведущая к снижению глиноземистости биотита, наряду с реакцией разложения ставролита, также вносит вклад в формирование силлиманита в кительских сланцах. Роль реакции образования силлиманита за счет раскисления плагиоклаза (реакция (2)) в кительских сланцах, вероятно, незначительная по сравнению с другими, так как содержание анортитового компонента в плагиоклазе невелико, мало и содержание гроссулярового компонента в гранате.

Проблема полиморфных разновидностей силикатов алюминия

В двух из четырех образцов, для которых рассчитаны *P-T* значения (табл. 1, рис. 5), средние результаты лежат в поле устойчивости кианита, а не силлиманита, хотя кианит в породах отсутствует (не известен нигде в пределах североладожского метаморфического комплекса). Однако многочисленные наблюдения в зональных метаморфических комплексах, породы в которых содержат силикаты алюминия, показывают, что фибrolит обычно появляется в высокотемпературной части поля кианита еще до достижения изограды силлиманита (Hollister, 1969; Kwak, 1971; Frey et al., 1980; Kerrick, 1990; Nomam et al., 2002; Nagel et al., 2002 и др.). В таких случаях при картировании метаморфической зональности обычно выделяют изограды силлиманита-I (фибrolита) и силлиманита-II (призматического силлиманита). Экспериментальные исследования полей устойчивости силикатов алюминия (Al_2SiO_5) продемонстрировали, что результаты экспериментов сильно различаются (Hemingway, 1992). Однако во многих исследованиях было установлено, что экспериментальная линия реакции $Ky = Fbl$ смещена в сторону более низких температур (или более высоких давлений) по сравнению с линией реакции $Ky = Sil$ (Anderson, Kleppa, 1969; Greenwood, 1972; Hariga, Arima, 1975; Salje, 1986). При постоянном давлении такое смещение может достигать 20–40°C. Причина этого смещения остается неясной. Большинство высказанных предположений были обоснованно отвергнуты: влияние примесей и превращение реакций полиморфного перехода из моновариантных в дивариантные (Albee, Chodos, 1969; Okrusch, Evans, 1970; Chinner et al., 1969; Holdaway, 1971; Cameron, Ashworth, 1972; Salje, 1986; Kerrick, Speer, 1988; Kerrick, Woodsworth, 1989), влияние упорядочения в силлиманите и фибrolите (Salje, Werneke, 1982; Robie, Hemingway, 1984; Salje, 1986; Hemingway et al., 1991; Stebbins et al., 1993), вклад большей (γ фибrolита в сравнении с призматическим силлиманитом) поверхностной энергии (Hemingway et al., 1991) или дефектности (Kerrick, 1986). Однако в качестве возможной причины раннего формирования фибrolита остается его метастабильная кристаллизация (Chinner et al., 1969; Holdaway, 1971; Vernon, 1979; Kerrick, 1987; Kerrick, Woodsworth, 1989; Hemingway et al., 1991), например, согласно праву ступеней Оствальда (Holdaway, 1971).

Встает вопрос, насколько оправдано включение фибrolита в парагенезис для термобарометрических расчетов, если он кристаллизуется метастабильно. Однако в пользу возможности его использования говорит хорошая сходимость реакций на приводимых TWQ-диаграммах. Без итонитового компонента в системе без силлима-

нита (с ильменитом и рутилом) есть только две независимые реакции. Однако при добавлении истонита в систему без силлиманита добавляется еще одна независимая реакция. Сходимость реакций с участием силлиманита с реакциями без силлиманита, наблюдаемая на представленных *P-T* диаграммах, показывает, что силлиманит, в том числе и фибролит, является парагенным с другими минералами. Такой вывод согласуется с тем, что Р. Вернон (Vernon, 1975) установил структурное равновесие фибролита с основным минеральным парагенезисом породы для ряда гнейсов Австралии, а Т. Ларсон и З. Шарп (Larson, Sharp, 2003) показали, что в изучавшихся ими породах фибролит находится в изотопном равновесии с гранатом.

Проблема полиметаморфизма в Северном Приладожье

Деформационные структуры и текстуры в кительских сланцах указывают на синхронность метаморфизма, анатексиса (частичного плавления) и деформаций. Плойчатость связана с начальной стадией развития новой сланцеватости. Таким образом, можно полагать, что метаморфизм барровианского типа (повышенных давлений) проявлен в Северном Приладожье локально и приурочен к зонам поздних деформаций. Тогда можно понять, почему процессы анатексиса проявляются в кительских сланцах вне зоны мигматитов, выделяемой в Северо-Ладожском метаморфическом ареале. Установленные ранее в центральной части Раахе-Ладожской зоны (Korsman, Glebovitsky, 1999) отдельные проявления барровианского метаморфизма, накладывающегося на предшествующий метаморфизм бюкенского типа (низких давлений), немногочисленны, и уровень метаморфизма в них гораздо ниже: парагенезисы повышенных давлений там представлены кианит-пирофиллитовой ассоциацией, т.е. относятся к уровню зеленосланцевой фации. Метаморфизм в районе Кителя является среднетемпературным и переходным к высокотемпературному, о чем свидетельствует начальная стадия частичного плавления в метапелитах. Можно ожидать дальнейших находок проявлений барровианского метаморфизма в Северном Приладожье, поскольку соответствующие “молодые” (~1800 млн лет) изотопные возрасты выявлены в метаморфических породах разных частей Северного домена (Балтыбаев и др., 2005, 2009). В этом случае проявления метаморфизма повышенных давлений в Северном Приладожье должны быть довольно многочисленны. Отсутствие находок таких проявлений можно объяснить тем, что в наиболее обычных для ладожской серии биотитовых, гранат-биотитовых и ставролит-гранат-биотитовых сланцах давление может быть определено только с использованием термобарометрических исследований — эти парагенезисы

устойчивы как при низких, так и при повышенных давлениях. В то же время геологические и изотопные соотношения указывают, что метаморфизм повышенных давлений проявлен в Приладожье на заключительных стадиях эволюции Свекофеннского орогена. В Южном домене Приладожья и в Южной Финляндии в период ~1800 млн лет формируются уже постколлизийные интрузии (Konopelko, Eklund, 2003; Andersson et al., 2006). Таким образом, это метаморфическое событие не соотносится с предполагаемым Ю.Л. Гульбиным (Гульбин, 2014) в Северном Приладожье ранним метаморфизмом повышенных давлений, который должен предшествовать низкотемпературному метаморфизму. Никаких минеральных ассоциаций, указывающих на ранний метаморфизм барровианского типа, в североладожском метаморфическом комплексе не установлено.

Низкотемпературные преобразования

В кительских сланцах проявлены поздние изменения, выражающиеся в хлоритизации и каолинитизации (иногда довольно интенсивные) гранат-биотитовых сланцев. Они могли бы быть связаны как с низкотемпературной частью ретроградной ветви поздне-свекофеннского метаморфизма, так и с низкотемпературными преобразованиями каледонского возраста, известными в Северном Приладожье (Шурилов и др., 2013; Балтыбаев и др., 2017). Однако, учитывая отсутствие пирофиллита, чье поле устойчивости расположено между полями безводных силикатов алюминия и глинистых минералов группы каолинита, и развитие каолинита исключительно по биотиту, а не по силлиманиту, второй вариант более вероятен. В этом случае можно утверждать, что поздние преобразования происходили при температуре не выше 300°C — верхнего предела устойчивости каолинита в присутствии кварца (Hemley et al., 1980; Anovitz et al., 1991).

ВЫВОДЫ

1. В районе Кительского месторождения гранатов в североладожском метаморфическом комплексе (Раахе-Ладожская зона, Северное Приладожье) выявлено метаморфическое событие повышенных давлений (метаморфизм барровианского типа). Это событие сопровождается ранней стадией анатексиса в метапелитах.

2. *P-T* условия метаморфизма кительских парасланцев, определенные методом мультитравновесной термобарометрии (TWEEQU), составляют 610–700°C и 6–8 кбар, т.е. относятся к среднетемпературному метаморфизму повышенных давлений с переходом к высокотемпературному метаморфизму.

3. В установленном диапазоне *P-T* параметров анатексис в метапелитах происходил в водонасыщенных условиях. Водонасыщенный характер частичного плавления подтверждается отсутствием в породах новообразованного калиевого полевого шпата, возникающего при дегидратации слюд.

4. Возраст кительского метаморфического события, определенный по U-Pb системе монацита методом ID-TIMS, составляет 1800 млн лет (позднесвекофеннский этап).

5. В кительских сланцах проявлены низкотемпературные преобразования (каолинитизация и хлоритизация) биотита, температура которых не превышала 300°C. Отсутствие пиррофиллита и изменений силлиманита указывает, что это не заключительные ретроградные преобразования поздне-свекофеннского метаморфизма, а наложение оторванных во времени низкотемпературных (возможно, каледонских) процессов.

Благодарности. Авторы благодарены Д.В. Доливо-Добровольскому (ИГГД РАН) за помощь в фотографировании монацита, а также рецензентам А.Л. Перчуку и О.Г. Сафонову за полезные замечания, улучшившие статью.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках темы НИР ИГГД РАН № 0132-2019-0013 и гранта РФФИ № 17-05-00265.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Балтыбаев Ш.К., Левченко О.А., Глебовицкий В.А. и др.* Полихронная природа метаморфической зональности по данным U-Pb, Pb-Pb датирования метаморфических пород (Южная Карелия, Балтийский щит) // Докл. АН. 2005. Т. 401. № 4. С. 496–499.
(Перевод: *Baltybaev Sh.K., Levchenko O.A., Glebovitsky V.A., Levskii L.K., Makeev A.F., Yakovleva S.Z.* Polychronous nature of metamorphic zoning: Evidence from U-Pb and Pb-Pb dating of metamorphic rocks (Southern Karelia, Baltic Shield) // Dokl. Earth Sci. 2005. V. 401. № 3. P. 361–363)
- Балтыбаев Ш.К., Левченко О.А., Левский Л.К.* Свекофеннский пояс Фенноскандии: пространственно-временная корреляция раннепротерозойских эндогенных процессов. СПб.: Наука, 2009. 328 с.
- Балтыбаев Ш.К., Овчинникова Г.В., Глебовицкий В.А. и др.* Каледонское время образования золотосодержащих сульфидных руд в раннепротерозойских габброидах Северного Приладожья // Докл. АН. 2017. Т. 476. № 2. С. 181–185.
<https://doi.org/10.7868/S0869565217260139>
- (Перевод: *Baltybaev Sh.K., Ovchinnikova G.V., Glebovitskii V.A., Alekseev I.A., Vasil'eva I.M., Risvanova N.G.* Caledonian formation of gold-bearing sulfide depositions in Early Proterozoic gabbroids in the northern Ladoga region // Dokl. Earth Sci. 2017. V. 476. № 1. P. 992–996)
<https://doi.org/10.7868/S0869565217260139>
- Великославинский Д.А.* Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений (на примере Северо-Байкальской и Северо-Ладужской областей развития метаморфической зональности). Л.: Наука, 1972. 190 с.
- Геология и петрология свекофеннид Приладожья. СПб.: Изд. СПбГУ, 2000. 200 с.
- Глебовицкий В.А.* Минеральные фации как критерии оценки *P-T* параметров метаморфизма // Термо- и барометрия метаморфических пород. Л.: Наука, 1977. С. 5–39.
- Гульбин Ю.Л.* *P-T* тренды и моделирование эволюции минерального состава метапелитов Северного Приладожья в системе MnNCKFMASH // Записки РМО. 2014. Ч. 143. Вып. 6. С. 34–53.
- Доливо-Добровольский Д.В.* О комбинационном подходе в геотермобарометрии. 2006а. URL: <http://www.dimadd.ru/en/Programs/o-kombinacionnom-podhode-v-geotermobarometrii>
(Перевод: *Dolivo-Dobrovolsky D.* About permutational approach in geothermobarometry. 2006а. URL: <http://www.dimadd.ru/en/Programs/about-permutational-approach-geothermobarometry>)
- Доливо-Добровольский Д.В.* Компьютерная программа TWQ_Comb. Версия 1.2.0.4. 2006б. URL: <http://www.dimadd.ru/ru/Programs/twqcomb>
(Перевод: *Dolivo-Dobrovolsky D.* The computer program TWQ_Comb. Version 1.2.0.4. 2006б. URL: <http://www.dimadd.ru/en/Programs/twqcomb>)
- Доливо-Добровольский Д.В.* Компьютерная программа TWQ_View. Версия 1.2.0.22. 2006в. URL: <http://www.dimadd.ru/ru/Programs/twqview>
(Перевод: *Dolivo-Dobrovolsky D.* The computer program TWQ_View. Version 1.2.0.22. 2006в. URL: <http://www.dimadd.ru/en/Programs/twqview>)
- Киевленко Е.Я., Чупров В.И., Драмиева Е.Е.* Декоративные коллекционные минералы. М.: Недра, 1987. 223 с.
- Котова Л.Н., Котов А.Б., Глебовицкий В.А. и др.* Источники и области сноса метатерригенных пород ладожской серии (Свекофеннский складчатый пояс, Балтийский щит): результаты геохимических и Sm-Nd изотопно-геохимических исследований // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17. № 1. С. 3–22.
(Перевод: *Kotova L.N., Kotov A.B., Glebovitskii V.A., Podkovyrov V.N., Savatenkov V.M.* Source rocks and provenances of the Ladoga Group siliciclastic metasediments (Svecofennian Foldbelt, Baltic Shield): Results of geochemical and Sm-Nd isotopic study // Stratigr. Geol. Correl. 2009. V. 17. № 1. P. 1–19)
<https://doi.org/10.1134/S0869593809010018>
- Ладожская протерозойская структура (геология, глубинное строение и минерагения) // Отв. ред. Н.В. Шапов. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2020. 435 с.
(Перевод: Proterozoic Ladoga Structure (Geology, Deep Structure and Mineral Genesis) // Ed. N.V. Sharov. Petrozavodsk: KarSC RAS, 2020. 435 p.)
- Рундквист Н.Д., Москалева Г.П.* О кительских альмандинах // Записки ВМО. 1985. Ч. 114. Вып. 5. С. 581–585.

- Шурилов А.В., Полевоский Ю.С., Тарасова И.П.* Радиоактивная минерализация Импилахтинского полигона геологического факультета СПбГУ (Северное Приладожье). СПб.: Изд. СПбГУ, 2013. 88 с.
- Albee A.L., Chodos A.A.* Minor element content of coexistent Al_2SiO_5 polymorphs // *Amer. J. Sci.* 1969. V. 267. № 3. P. 310–316.
<https://doi.org/10.2475/ajs.267.3.310>
- Anderson P.A.M., Kleppa O.J.* The thermochemistry of the kyanite-sillimanite equilibrium // *Amer. J. Sci.* 1969. V. 267. № 3. P. 285–290.
<https://doi.org/10.2475/ajs.267.3.285>
- Andersson U.B., Eklund O., Fröjdö S., Konopelko D.* 1.8 Ga magmatism in the Fennoscandian shield: lateral variations in subcontinental mantle enrichment // *Lithos.* 2006. V. 86. № 1. P. 110–136.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2005.04.001>
- Anovitz L.M., Perkins D., Essene E.J.* Metastability in near-surface rocks of minerals in the system $\text{Al}_2\text{O}_3\text{--SiO}_2\text{--H}_2\text{O}$ // *Clays & Clay Minerals.* 1991. V. 39. № 3. P. 225–233.
<https://doi.org/10.1346/CCMN.1991.0390301>
- Aranovich L. Ya., Berman R.G.* Optimized standard state and solution properties of minerals. II. Comparisons, predictions, and applications // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1996. V. 126. № 1–2. P. 25–37.
<https://doi.org/10.1007/s004100050233>
- Aranovich L. Ya., Podlesskii K.K.* The cordierite-garnet-sillimanite-quartz equilibrium: experiments and applications // *Kinetics and Equilibrium in Mineral Reactions* // Ed. S.K. Saxena. *Adv. Phys. Geochem.* V. 3. N.Y.: Springer, 1983. P. 173–198.
https://doi.org/10.1007/978-1-4612-5587-1_6
- Berman R.G.* Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system $\text{Na}_2\text{O--K}_2\text{O--CaO--MgO--FeO--Fe}_2\text{O}_3\text{--Al}_2\text{O}_3\text{--SiO}_2\text{--TiO}_2\text{--H}_2\text{O--CO}_2$ // *J. Petrol.* 1988. V. 29. № 2. P. 445–522.
<https://doi.org/10.1093/petrology/29.2.445>
- Berman R.G.* Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrologic applications // *Can. Mineral.* 1991. V. 29. № 4. P. 833–855.
- Berman R.G.* WinTQW (version 2.3): A software package for performing internally-consistent thermobarometric calculations // *Geol. Surv. Canada. Open File 5462 (revised).* 2007.
<https://doi.org/10.4095/223228>
- Berman R.G., Aranovich L. Ya.* Optimized standard state and solution properties of minerals. I. Model calibration for olivine, orthopyroxene, cordierite, garnet, and ilmenite in the system $\text{FeO--MgO--CaO--Al}_2\text{O}_3\text{--TiO}_2\text{--SiO}_2$ // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1996. V. 126. № 1–2. P. 1–24.
<https://doi.org/10.1007/s004100050232>
- Berman R.G., Aranovich L. Ya., Rancourt D.G., Mercier P.H.J.* Reversed phase equilibrium constraints on the stability of Mg-Fe-Al biotite // *Amer. Mineral.* 2007. V. 92. № 1. P. 139–150.
<https://doi.org/10.2138/am.2007.2051>
- Bohlen S.R., Wall V.J., Boettcher A.L.* Experimental investigations and geological applications of equilibria in the system $\text{FeO--TiO}_2\text{--Al}_2\text{O}_3\text{--SiO}_2\text{--H}_2\text{O}$ // *Amer. Mineral.* 1983. V. 68. № 11–12. P. 1049–1058.
- Cameron W.E., Ashworth J.R.* Fibrolite and its relationship to sillimanite // *Nat. Phys. Sci.* 1972. V. 235. P. 134–136.
<https://doi.org/10.1038/physci235134a0>
- Chinner G.A., Smith J.V., Knowles C.R.* Transition metal contents of Al_2SiO_5 polymorphs // *Amer. J. Sci.* 1969. Schairer V. 267A. P. 96–113.
- Dingwell D.B., Pichavant M., Holtz F.* Chapter 8: Experimental studies of boron in granitic melts // *Boron: Mineral. Petrol. Geochem. Rev. Mineral. Geochem.* 1996. V. 33. P. 331–386.
<https://doi.org/10.1515/9781501509223-010>
- Essene E.J.* The current status of thermobarometry in metamorphic rocks // Eds. J.S. Daly, R.A. Cliff, and B.W.D. Yardley. *Evolution of Metamorphic Belts.* *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 1989. V. 43. P. 1–44.
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.043.01.02>
- Frey M., Bucher K., Frank E.* Alpine metamorphism along the geotraverse Basel-Chiasso: a review // *Ecol. Geol. Helv.* 1980. V. 73. № 2. P. 527–546.
<https://doi.org/10.5169/seals-164971>
- Greenwood H.J.* $\text{Al}^{\text{IV}}\text{--Si}^{\text{IV}}$ disorder in sillimanite and its effect on phase relations of the aluminum silicate minerals // *Studies in Earth and Space Sciences: Geol. Soc. Amer. Mem.* 1972. V. 132. P. 553–571.
<https://doi.org/10.1130/MEM132-p553>
- Hariga Yu., Arima M.* Kyanite-sillimanite transition with excess quartz and corundum // *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ.* 1975. Ser. IV. V. 16. № 4. P. 357–366.
- Hemingway B.S.* On the Al_2SiO_5 triple point and the natural occurrence of two Al_2SiO_5 polymorphs under the same $P\text{--}T$ conditions // *U.S. Geol. Surv. Open-File Report 92–298.* 1992. 13 p.
- Hemingway B.S., Robie R.A., Evans H.T., Kerrick D.M.* Heat capacities and entropies of sillimanite, fibrolite, andalusite, kyanite, and quartz and the Al_2SiO_5 phase diagram // *Amer. Mineral.* 1991. V. 76. № 9–10. P. 1597–1613.
- Hemley J.J., Montoya J.W., Marinenko J.W., Luce R.W.* Equilibria in the system $\text{Al}_2\text{O}_3\text{--SiO}_2\text{--H}_2\text{O}$ and some general implications for alteration/mineralization processes // *Econ. Geol.* 1980. V. 75. № 2. P. 210–228.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.75.2.210>
- Holdaway M.J.* Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram // *Amer. J. Sci.* 1971. V. 271. № 2. P. 97–131.
<https://doi.org/10.2475/ajs.271.2.97>
- Holdaway M.J., Mukhopadhyay B., Dutrow B.L.* Thermodynamic properties of stoichiometric staurolite $\text{H}_2\text{Fe}_4\text{Al}_{18}\text{O}_{48}$ and $\text{H}_6\text{Fe}_2\text{Al}_{18}\text{Si}_8\text{O}_{48}$ // *Amer. Mineral.* 1995. V. 80. № 5–6. P. 520–533.
- 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. Metamorphic Geol.* 2011. V. 29. № 3. P. 333–383.
<https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2010.00923.x>

- Hollister L.S.* Metastable paragenetic sequence of andalusite, kyanite, and sillimanite, Kwoiek area, British Columbia // *Amer. J. Sci.* 1969. V. 267. № 3. P. 352–370.
<https://doi.org/10.2475/ajs.267.3.352>
- Homam S.M., Boyle A.P., Atherton M.P.* Syn- to post-kinematic fibrolite-biotite intergrowths in the Ardara aureole, NW Ireland // *J. Sci., Isl. Rep. Iran.* 2002. V. 13. № 4. P. 327–337.
- Kerrick D.M.* Dislocation strain energy in the Al_2SiO_5 polymorphs // *Phys. Chem. Mineral.* 1986. V. 13. № 4. P. 221–226.
<https://doi.org/10.1007/BF00308272>
- Kerrick D.M.* Fibrolite in contact aureoles of Donegal, Ireland // *Amer. Mineral.* 1987. V. 72. № 3–4. P. 240–254.
- Kerrick D.M.* The Al_2SiO_5 polymorphs // *Rev. Mineral.* 1990. V. 22. 406 p.
- Kerrick D.M., Speer J.A.* The role of minor element solid solution on the andalusite-sillimanite equilibrium in metapelites and peraluminous granitoids // *Amer. J. Sci.* 1988. V. 288. № 2. P. 152–192.
<https://doi.org/10.2475/ajs.288.2.152>
- Kerrick D.M., Woodsworth G.J.* Aluminum silicates in the Mount Raleigh pendant, British Columbia // *J. Metamorphic Geol.* 1989. V. 7. № 5. P. 547–563.
<https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1989.tb00617.x>
- Konopelko D., Eklund O.* Timing and geochemistry of post-tassic magmatism in the eastern part of the Svecofennian domain, NW Ladoga Lake Region, Russian Karelia // *Pre-camb. Res.* 2003. V. 120. № 1. P. 37–53.
[https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(02\)00141-9](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(02)00141-9)
- Korsman K., Glebovitsky V.* (Eds.). Raahe–Ladoga Zone structure-lithology, metamorphism and metallogeny: A Finnish–Russian cooperation project 1996–1999. Map 2: Metamorphism of the Raahe–Ladoga Zone 1 : 1000000 // *Geol. Surv. Finland.* 1999.
- Kretz R.* Symbols for rock-forming minerals // *Amer. Mineral.* 1983. V. 68. № 1–2. P. 277–279.
- Krogh T.E.* A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1973. V. 37. № 3. P. 485–494.
[https://doi.org/10.1016/0016-7037\(73\)90213-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(73)90213-5)
- Kwak T.A.P.* Justification for both ionic and thermal reactions in Grenville Province pelitic rocks near Sudbury, Ontario, Canada // *Can. J. Earth Sci.* 1971. V. 8. № 11. P. 1333–1354.
<https://doi.org/10.1139/e71-124>
- Larson T.E., Sharp Z.D.* Stable isotope constraints on the Al_2SiO_5 “triple-point” rocks from the Proterozoic Priest pluton contact aureole, New Mexico, USA // *J. Metamorphic Geol.* 2003. V. 21. № 8. P. 785–798.
<https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2003.00481.x>
- Le Breton N., Thompson A.B.* Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1988. V. 99. № 2. P. 226–237.
<https://doi.org/10.1007/BF00371463>
- Ludwig K.R.* PBDAT for MS-DOS: A computer program for IBM-PC compatibles for processing raw Pb-U-Th isotope data, version 1.00a // *U.S. Geol. Surv. Open-File Report* 88–542. 1991. 35 p.
<https://doi.org/10.3133/ofr88542>
- Ludwig K.R.* ISOPLOT/Ex: A geochronological toolkit for Microsoft Excel, Version 2.05 // *Berkley Geochron. Center Special. Publ.* 1999. № 1a. 49 p.
- Martignole J., Sisi J.C.* Cordierite–garnet– H_2O equilibrium: A geological thermometer, barometer and water fugacity indicator // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1981. V. 77. № 1. P. 38–46.
<https://doi.org/10.1007/BF01161500>
- Mukherjee S.* Deformation Microstructures in Rocks. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 2013. 111 p.
<https://doi.org/10.1007/978-3-642-25608-0>
- Nagel T., De Capitani C., Frey M.* Isograds and *P-T* evolution in the eastern Lepontine Alps (Graubunden, Switzerland) // *J. Metamorphic Geol.* 2002. V. 20. № 3. P. 309–324.
<https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2002.00368.x>
- Okrusch M., Evans B.W.* Minor element relationships in co-existing andalusite and sillimanite // *Lithos.* 1970. V. 3. № 3. P. 261–268.
[https://doi.org/10.1016/0024-4937\(70\)90078-2](https://doi.org/10.1016/0024-4937(70)90078-2)
- Robie R.A., Hemingway B.S.* Entropies of kyanite, andalusite, and sillimanite: additional constraints on the pressure and temperature of the Al_2SiO_5 triple point // *Amer. Mineral.* 1984. V. 69. № 3–4. P. 298–306.
- Salje E.* Heat capacities and entropies of andalusite and sillimanite: The influence of fibrolitization on the phase diagram of the Al_2SiO_5 polymorphs // *Amer. Mineral.* 1986. V. 71. № 11–12. P. 1366–1371.
- Salje E., Werneke Chr.* The phase equilibrium between sillimanite and andalusite as determined from lattice vibrations // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1982. V. 79. № 1. P. 56–67.
<https://doi.org/10.1007/BF00376961>
- Stebbins J.F., Burnham C.W., Bish D.L.* Tetrahedral disorder in fibrolitic sillimanite: Comparison of ^{29}Si NMR and neutron diffraction data // *Amer. Mineral.* 1993. V. 78. № 3–4. P. 461–464.
- Vernon R.H.* Microstructural interpretation of some fibrolitic sillimanite aggregates // *Mineral. Mag.* 1975. V. 40. № 311. P. 303–306.
<https://doi.org/10.1180/minmag.1975.040.311.10>
- Vernon R.H.* Formation of late sillimanite by hydrogen metasomatism (base-leaching) in some high-grade gneisses // *Lithos.* 1979. V. 12. № 2. P. 143–152.
[https://doi.org/10.1016/0024-4937\(79\)90045-8](https://doi.org/10.1016/0024-4937(79)90045-8)

The Manifestation of Late-Svecofennian Elevated Pressure-Typed Metamorphism in the Zonal North-Ladogian Metamorphic Complex (The South-Eastern Fennoscandian Shield)

P. Ya. Azimov¹ and N. G. Rizvanova¹

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

At the Kitelä garnet deposit (the North-Ladogian Metamorphic Complex, the south-eastern Fennoscandian Shield) metapelites consist of the mineral assemblage $Pl + Bt + Qtz + Grt + Sil + Ilm + Rt \pm St$ (without cordierite). This assemblage is corresponded to the Barrovian (elevated pressure-type) medium-temperature to high-temperature metamorphism. The P - T conditions of this metamorphism were calculated using the TWEEQU multiequilibrium thermobarometry technique. The P - T values of this metamorphism are 610–700°C and 6–8 kbar. The metamorphic event was accompanied by rock deformations and anatexis (partial melting). This partial melting happened in the water-saturated system. The U-Pb age of monazite from the Kitelä schists is 1800 Ma (the final stage of the Svecofennian orogeny). The revealed metamorphic event was developed locally in high-strain zones among schists with low-moderate pressure mineral assemblages usual for the North-Ladogian metamorphic complex and the Svecofennian Orogen as whole (the Buchan-type metamorphism). The temperature of the retrograde transformations in the Kitelä schists was lower than 300°C. It was not final stage of the Late Svecofennian metamorphic event but resulted from the more young low-temperature fluid event.

Keywords: polymetamorphism, elevated pressure-typed metamorphism (Barrovian metamorphism), the North-Ladogian metamorphic complex, multiequilibrium thermobarometry, TWEEQU, monazite

УДК 552.31:550.93(470.22)

НЕОАРХЕЙСКИЕ ГРАНИТОИДЫ ХАУТАВААРСКОЙ СТРУКТУРЫ, КАРЕЛИЯ: ПЛАВЛЕНИЕ ГЕТЕРОГЕННОЙ ЛИТОСФЕРЫ АККРЕЦИОННОГО ОРОГЕНА

© 2021 г. А. В. Дмитриева^{а, *}, Ф. А. Гордон^{б, **}, Е. Н. Лепехина^с, Н. Ю. Загорная^б

^аИнститут геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск, Россия

^бИнститут геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

^сВсероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,
Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: dmitrieva-a-v@yandex.ru

**e-mail: fany.gordon@yandex.ru

Поступила в редакцию 09.01.2020 г.

После доработки 01.09.2020 г.

Принята к публикации 07.10.2020 г.

Обсуждаются новые результаты изотопно-геохимического изучения и U-Pb изотопного датирования циркона (SHRIMP-II) четырех посттектонических гранитоидных массивов на юго-востоке Карельской гранит-зеленокаменной области, Фенноскандия. Массивы располагаются в пределах Хаутаваарской структуры в юго-восточной части мезоархейского (3.05–2.85 млрд лет) Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса, который приурочен к западному краю Водлозерского домена коры с палеоархейской ($T_{Nd}(DM) > 3.2$ млрд лет) предысторией. Установлено, что все четыре массива, Хаутаваарский, Чалкинский, Шуйский и Няльмозерский, занимают близкую структурно-тектоническую позицию, внедрялись синхронно 2745–2740 млн лет назад и имеют широкие вариации составов, которые связаны с различиями состава источников магм и условий их плавления. Хаутаваарский массив в центральной части структуры и Чалкинский массив в ее западном обрамлении слагают умеренно-щелочные высокомагнезиальные гранитоиды – санукитоиды, исходные диоритовые расплавы которых образовались при плавлении литосферной мантии, метасоматизированной в обстановке активной окраины 3.00–2.90 млрд лет назад. Гранодиориты Шуйского и лейкограниты Няльмозерского массива, приуроченные к восточному борту структуры, имеют сильнофракционированные тяжелые REE ($(Du/Yb)_n$ от 3.50 до 5.14), отрицательные величины $\epsilon_{Nd}(T)$ от – 0.9 до – 2.8 и образовались при разноглубинном плавлении мезоархейского корового источника, аналогичного кислым вулканитам Хаутаваарской структуры с возрастом 3.05–2.90 млрд лет. Гранодиориты Шуйского массива имеют повышенные концентрации Sr и Ni, что указывает на их образование в коре при участии базитовых магм, вероятно, одновозрастных примитивным санукитоидам. Предполагается, что процессы плавления континентальной литосферы на мантийном и коровом уровнях в Карельской ГЗО в конце неархейя были связаны с обстановкой растяжения при распаде коллизионного орогена по модели (Laurent et al., 2014).

Ключевые слова: Карельская гранит-зеленокаменная область, неархейские санукитоиды и граниты, геохимия, U-Pb геохронология, петрология

DOI: 10.31857/S0869590321020035

ВВЕДЕНИЕ

Гранит-зеленокаменные области (ГЗО) представляют наиболее сохранные участки архейской коры и служат важными источниками информации о корообразующих процессах на ранних этапах геологической эволюции Земли. Сходство в строении и составе пород разновозрастных ГЗО в разных кратонах определяется присутствием в них двух главных структурно-вещественных комплексов: тоналит-зеленокаменного и гранитоидного. Ранний тоналит-зеленокаменный комплекс вклю-

чает вулканогенно-осадочные толщи зеленокаменных поясов и обрамляющие тоналит-грондьемит-гранодиоритовые (ТТГ) плутоны. Более поздний гранитоидный комплекс представлен разнообразными по составу гранитоидами, которые имеют ареальное распространение на территории ГЗО и внедрялись после одного или нескольких эпизодов деформаций и метаморфизма пород тоналит-зеленокаменного комплекса (Condie, 1981). Несмотря на длительную историю изучения данных комплексов на различных кратонах, вопросы

происхождения и тектонической обстановки их формирования остаются предметом оживленных дискуссий и интенсивных исследований. Примером может служить Карельская ГЗО, породы которой выведены на поверхность на юго-востоке Фенноскандинавского щита и активно изучаются уже второе столетие.

Основное внимание исследователей сосредоточено на вопросах происхождения и тектоники пород тоналит-зеленокаменного комплекса. Долгое время зеленокаменные пояса рассматривались как система энсиалических рифтов, инициированных глубинным плюмом, а ТТГ-гранитоиды обрамления — как ремобилизованный фундамент (Рыбаков и др., 1981, 1993). В последние десятилетия ТТГ-зеленокаменные пояса обсуждаются как аккреционные орогены, в которых тектонически совмещены комплексы океанических плато, островных дуг и активных окраин (Puchtel et al., 1997, 1999; Кожевников, 2000; Бибикина и др., 2003; Светов, 2005).

Пристальный интерес к комплексу архейских гранитоидов Карельской ГЗО вызвала находка умеренно-щелочных магнезиальных гранитоидов — санукитоидов (Чекулаев, 1999). Эти гранитоиды широко представлены на территории Карельской ГЗО, варьируют по составу от монцодиоритов до монцогранитов и слагают различные по размерам однофазные или полифазные массивы. Региональные исследования показали, что при общем сходстве составов массивы санукитоидов на востоке Карельской ГЗО имеют более древние возрасты 2745–2735 млн лет по сравнению с санукитоидами ее западной части, датированными в интервале 2720–2700 млн лет (Neilimo et al., 2011 и ссылки в этой работе). Детальные исследования, выполненные для нескольких полифазных интрузивов, обеспечили расшифровку условий зарождения первичных санукитоидных расплавов и их дифференциации в ходе подъема в верхние уровни коры (Самсонов и др., 2004; Lobach-Zhuchenko et al., 2005, 2008). В целом результаты исследований дают согласованную и непротиворечивую петрологическую модель образования неархейских санукитоидов Карельской ГЗО с плавлением метасоматизированной литосферной мантии и последующей дифференциации и контаминации расплавов в ходе подъема в верхние горизонты коры (Halla, 2005; Kovalenko et al., 2005; Ларионова и др., 2007; Lobach-Zhuchenko et al., 2008), оставляя дискуссионным вопрос о тектонических обстановках их образования, среди которых обсуждаются модели островных дуг, активных окраин, постсубдукционных обстановок и плюмов (Martin et al., 2009; Самсонов и др., 2004; Чекулаев и др., 2018).

Граниты и гранодиориты нормальной щелочности в западной части Карельской ГЗО, не свя-

занные с санукитоидами, изучались многими исследователями в разные годы, основные результаты были суммированы в работах (Ранний ..., 2005; Höltta et al., 2012; Чекулаев и др., 2020). Полученные данные указывают на узкий возрастной интервал 2720–2680 млн лет гранитов и большое разнообразие их геохимических и изотопных характеристик, которое связывается с различными P - T - C_{H_2O} условиями плавления неоднородной по составу и изотопно-геохимическим характеристикам коры Карельской ГЗО. В.П. Чекулаев с соавторами (2020) рассматривают глубинный плюм в качестве возможной причины масштабного плавления коры и массовой генерации гранитных магм в конце архея. Примечательно, что несмотря на возрастное перекрытие процессов формирования санукитоидов и гранитов в западной части Карельской ГЗО, вопросы их генетической и/или тектонической взаимосвязи ими не обсуждаются.

Для оценки возрастных и генетических соотношений в объеме гранитоидного комплекса Карельской ГЗО мы провели геолого-петрографическое и изотопно-геохимическое изучение и U-Pb изотопное датирование циркона (SHRIMP-II) четырех посттектонических гранитоидных массивов, которые сложены разными по составу породами (монцодиориты и монцограниты санукитоидной серии, тоналиты, гранодиориты и лейкограниты) и располагаются на небольшой площади в Хаутаваарской структуре, Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ХАУТАВААРСКОЙ СТРУКТУРЫ

Изучаемая Хаутаваарская структура расположена на границе Ведлозерского и Центрально-Карельского доменов Балтийского щита и является южным окончанием Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса (рис. 1а). Ведлозерский домен представляет собой фрагмент древней континентальной коры, в геологическом строении которого гранитоиды представлены ТТГ-комплексами (3.24 и 3.15–3.13 млрд лет), трондьемитами (2.9 млрд лет), тоналитами (2.85 млрд лет), санукитоидами (2.74–2.73 млрд лет) и гранитами (2.70–2.68 млрд лет) (Ранний ..., 2005; Арестова и др., 2015). Центрально-Карельский домен сложен более молодыми гранитоидами, включающими ТТГ-комплексы (2.78–2.77 млрд лет), санукитоиды (2.75–2.71 млрд лет), трондьемиты и граниты (2.72–2.70 млрд лет) (Ранний ..., 2005).

В геологическом строении Хаутаваарской структуры выделяют раннюю базальт-андезит-дацит-риолитовую серию. Возраст вулканитов определен U-Pb методом по циркону из дацитов — 2995 ± 20 млн лет (Светов, 2005 и ссылки в этой

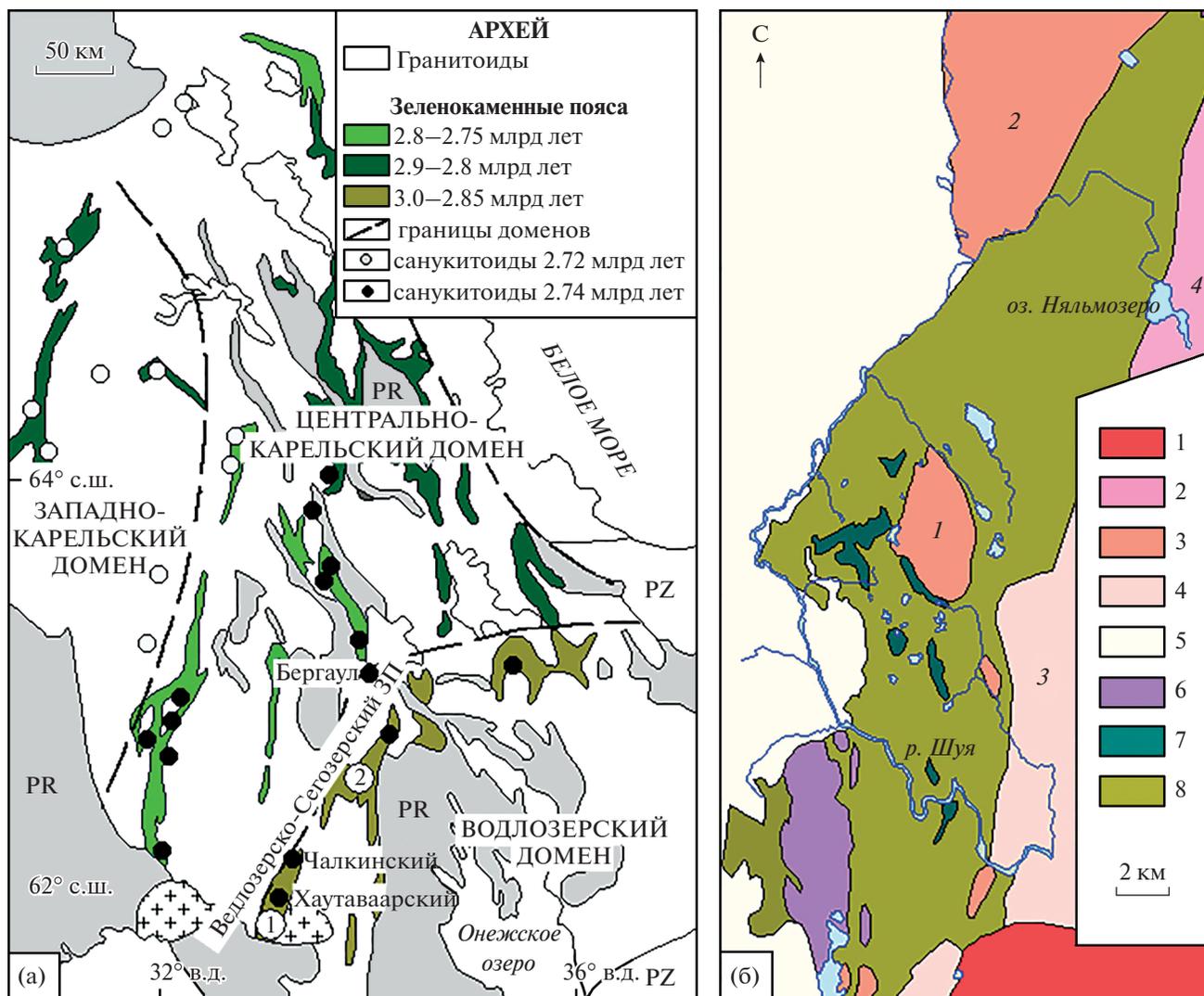


Рис. 1. Расположение Хаутаваарской зеленокаменной структуры (а) по (Lobach-Zhuchenko et al., 2005; Heilimo et al., 2013) и упрощенная схема ее геологического строения (б) по материалам Карельской ГЭ (производственный отчет В.В. Сиваева и А.Ф. Горошко за 1988г.) и геологической карте СССР м-ба 1 : 200000 (лист Р-36-ХV) с дополнениями. (а): 1 – Хаутаваарская структура, 2 – Койкарская структура. (б): 1 – граниты рапакиви Улягского массива (1.5 млрд лет), 2 – умеренно-щелочные лейкограниты Няльмозерского массива, 3 – гранитоиды Хаутаваарского комплекса (2.74 млрд лет), 4 – Шуйский гранодиоритовый массив, 5 – нерасчлененные граниты и гранито-гнейсы, 6 – гипербазиты Хюрсюльского комплекса, 7 – феррогаббро Виетуккалампинского комплекса (2.9 млрд лет), 8 – мезоархейские вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы (3.0–2.85 млрд лет). Массивы: 1 – Хаутаваарский, 2 – Чалкинский, 3 – Шуйский, 4 – Няльмозерский.

работе) и 2945 ± 19 млн лет (Овчинникова и др., 1994), а также из обломков дацитов в агломератах – 2944 ± 7.9 млн лет (Матреничев и др., 1990). На островодужном комплексе залегает аллохтонная коматиит-базальтовая ассоциация, значения Sm-Nd изохронного возраста которой находятся в пределах 3.18–2.92 млрд лет (Светов и др., 2006; Светов, Хухма, 1999). Возраст поздней андезит-дацитовой серии составляет 3.0–2.98 млрд лет (Светов и др., 2006), прорывающих ее дацитовых и риолитовых даек – около 2.85 млрд лет (Овчинникова и др.,

1994). Завершают геологический разрез Хаутаваарской структуры базальты и вулканогенно-осадочные породы, развитые в ее северо-восточной части (Светов, 2005).

Интрузивный магматизм Хаутаваарской структуры представлен базит-гипербазитовыми и гранитоидными комплексами (рис. 1б). Ультрабазиты (серпентинизированные перидотиты, оливиниты и пироксениты) проявлены на нескольких уровнях, прорывают мезоархейские вулканы. Они в свою очередь прорываются габброидами. Мела-

нократовые габбро и пластовые интрузии, выделяющиеся повышенной магнитностью, объединены в Виетуккалампинский комплекс феррогаббро (Слюсарев и др., 2007), возраст которого определен U-Pb методом по циркону из габбро-пегматитов — 2914 ± 9 млн лет (Носова и др., 2013). В восточном борту структуры развиты тела габбро комплекса Кайнооя, прорывающие вулканиды средне-кислого состава (>2.85 млрд лет).

Гранитный магматизм в Хаутаваарской структуре представлен ТТГ-гнейсами и гранитоидами, часть которых выделяется в составе Шуйского комплекса, санукитоидами (Хаутаваарский комплекс), калиевыми гранитами (Няльмозерский массив) и комплексом малых интрузий (Виртаоя).

Шуйский комплекс ранее рассматривался как результат проявления ТТГ-магматизма и сопоставлялся с аналогичными комплексами гранитоидов Карельской ГЗО этапа 2.86–2.85 млрд лет (Кулешевич и др., 2009). Непосредственно Шуйским массивом был назван плутон, расположенный в восточном борту Хаутаваарской структуры.

Хаутаваарский комплекс, объединяющий Хаутаваарский и Чалкинский массивы, а также ряд более мелких тел, прорывает смятые и метаморфизованные зеленокаменные толщи и тела феррогаббро. По геохимическим характеристикам породы этого комплекса были отнесены к санукитоидной серии (Lobach-Zhuchenko et al., 2000, 2005). U-Pb возраст интрузивов по циркону (NORDSIM и классический метод) составляет ~ 2.74 млрд лет (Bibikova et al., 2005; Овчинникова и др., 1994).

Калиевые граниты Няльмозерского массива, расположенного в северо-восточной части Хаутаваарской структуры, рассматриваются как аналоги умеренно-щелочных гранитов завершающей стадии (2.70–2.68 млрд лет назад) магматизма зеленокаменных поясов.

Виртаойский комплекс малых интрузий включает жильные тела турмалин-мусковитовых лейкогранитов и микроклин-плагиоклазовых пегматитов.

Граниты рапакиви Улялегского массива (~ 1.54 – 1.5 млрд лет) прорывают зеленокаменные толщи на юге структуры.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Содержания оксидов петрогенных элементов определялись классическим силикатным анализом в Аналитическом центре КарНЦ РАН (г. Петрозаводск). Точность метода составляет 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 на квадрупольном масс-спектрометре X-Series 2 (Thermo

Fisher Scientific) в ЦКП КарНЦ РАН по стандартной методике (Светов и др., 2015). Разложение проб проводилось путем кислотного растворения в открытой системе. Контроль точности измерения осуществлялся с помощью стандартов BHVO-2, СГД-1А, СГД-2А.

Датирование локальным U-Pb методом зерен циркона выполнено на вторично-ионном масс-спектрометре высокого разрешения SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) по стандартной методике (Williams, 1998; Larionov et al., 2004). Цирконы, помещенные в эпоксидную матрицу совместно со стандартами TEMORA (Black et al., 2003) и 91500 (Wiendenbeck et al., 1995), шлифовались примерно до половины толщины и были покрыты ~ 10 Å слоем 99.999% золота. Внутренняя структура зерен изучалась с применением оптической и электронной микроскопии. Накопление изображений в режимах катодоллюминесценции и обратно-рассеянных электронов проводилось на сканирующем электронном микроскопе CamScan MX2500. Для анализа выбирались области без видимых трещин и включений. Вторичные ионные токи измерялись высокочастотным вторично-электронным умножителем в режиме сканирования по массам. Интенсивность первичного пучка молекулярных отрицательно заряженных ионов кислорода составляла ~ 3 нА, диаметр кратера составлял ~ 25 мкм. Полученные результаты обрабатывались с помощью программы SQUID v1.13 и ISOPLOT/Ex 3.41b (Ludwig, 2001, 2003). U-Pb отношения нормализовались на значение 0.0668, приписанное стандартному циркону TEMORA, что соответствует возрасту этого циркона 416.75 млн лет (Black et al., 2003). В качестве концентрационного уранового стандарта использовался цирконовый стандарт 91500 с концентрацией $U = 81.2$ ppm (Wiendenbeck et al., 1995). Погрешности единичных анализов (изотопных отношений и возраст) приводятся на уровне 1σ , погрешности вычисленных конкордантных возрастов приводятся на уровне 2σ .

Изотопный анализ Sm и Nd производился на многоколлекторном твердофазном масс-спектрометре Triton T1 в лаборатории изотопной геологии ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург) по методике, описанной в работе (Котов и др., 1995). Точность определения концентраций Sm и Nd составляет $\pm 0.5\%$ (2σ), изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} - \pm 0.5\%$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - \pm 0.005\%$ (2σ), средневзвешенное значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандарте La Jolla равно 0.511894 ± 8 . При расчете величины $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ использованы современные значения для однородного резервуара (CHUR) $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$ (Jacobsen, Wasserburg, 1984) и DM по (Goldstein, Jacobsen, 1988) $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2136$.

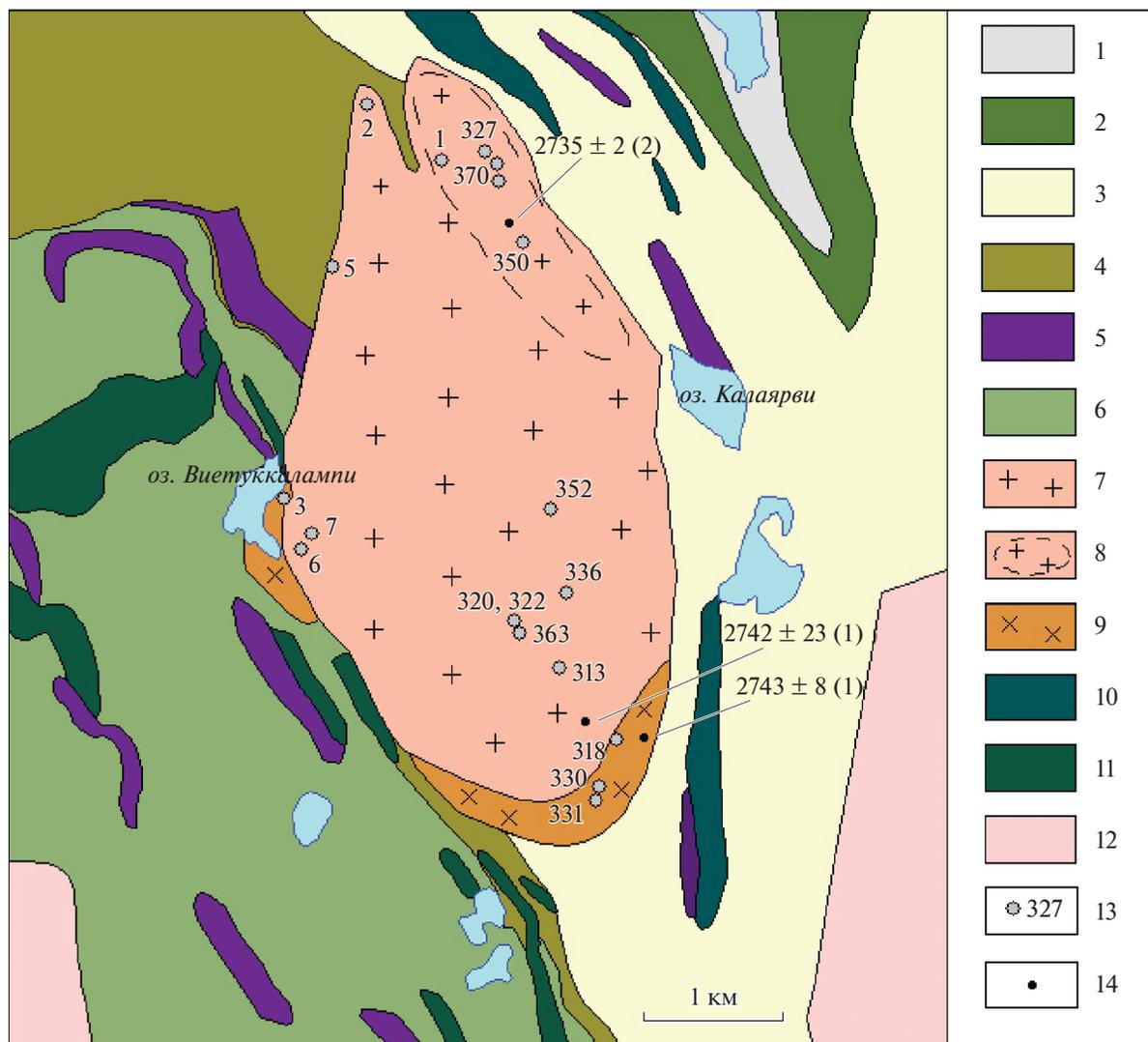


Рис. 2. Схема геологического строения Хаутаваарского массива, составленная с использованием материалов Карельской ГЭ (производственный отчет В.В. Сиваева и А.Ф. Горошко за 1988г.) с дополнениями. 1 – туфы и туфогенно-осадочные породы, 2 – базальты, 3 – андезит-дацитовая серия и сопутствующие вулканогенно-осадочные породы (>2.85 млрд лет), 4 – коматиит-базальтовая серия и сопутствующие вулканогенно-осадочные породы (3.05–2.90 млрд лет); 5 – гипербазиты, 6 – БАДР-серия (3.05–2.95 млрд лет), 7–9 – Хаутаваарский массив (7 – монцограниты, 8 – граносиениты, 9 – габбро, монцодиориты), 10 – габбро комплекса Кайнооя, 11 – феррогаббро Виетуккклампиинского комплекса, 12 – гранитоиды Шуйского комплекса, 13 – точки отбора образцов, 14 – точки определения U-Pb возраста пород по (Bibikova et al., 2005) (1) и (Stepanova et al., 2014) (2).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МАССИВОВ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

Хаутаваарский массив наиболее изучен, он расположен в центральной части Хаутаваарской структуры, прорывает смятые и метаморфизованные зеленокаменные толщи, вытянут в меридиональном направлении до 6 км. Интрузив имеет сложное строение и представлен двумя магматическими фазами (Дмитриева и др., 2016). Первая фаза, включающая монцогаббродиориты и монцодиориты, имеет подчиненное распространение в южном и западном эндоконтакте интрузива

(рис. 2 и 3а, 3б). Большую часть массива составляют породы второй фазы – граносиениты и монцограниты (рис. 3в, 3г). Они содержат обломки монцодиоритов первой фазы.

Возраст пород Хаутаваарского массива определен U-Pb методом по циркону, для монцодиоритов он составляет 2743 ± 8 млрд лет, монцогранитов – 2742 ± 23 млрд лет (Bibikova et al., 2005) и граносиенитов – 2735 ± 2 млрд лет (Stepanova et al., 2014).

Породы, слагающие Хаутаваарский интрузив, как правило, имеют массивную текстуру. Монцогаббродиориты обладают равномернозернистой

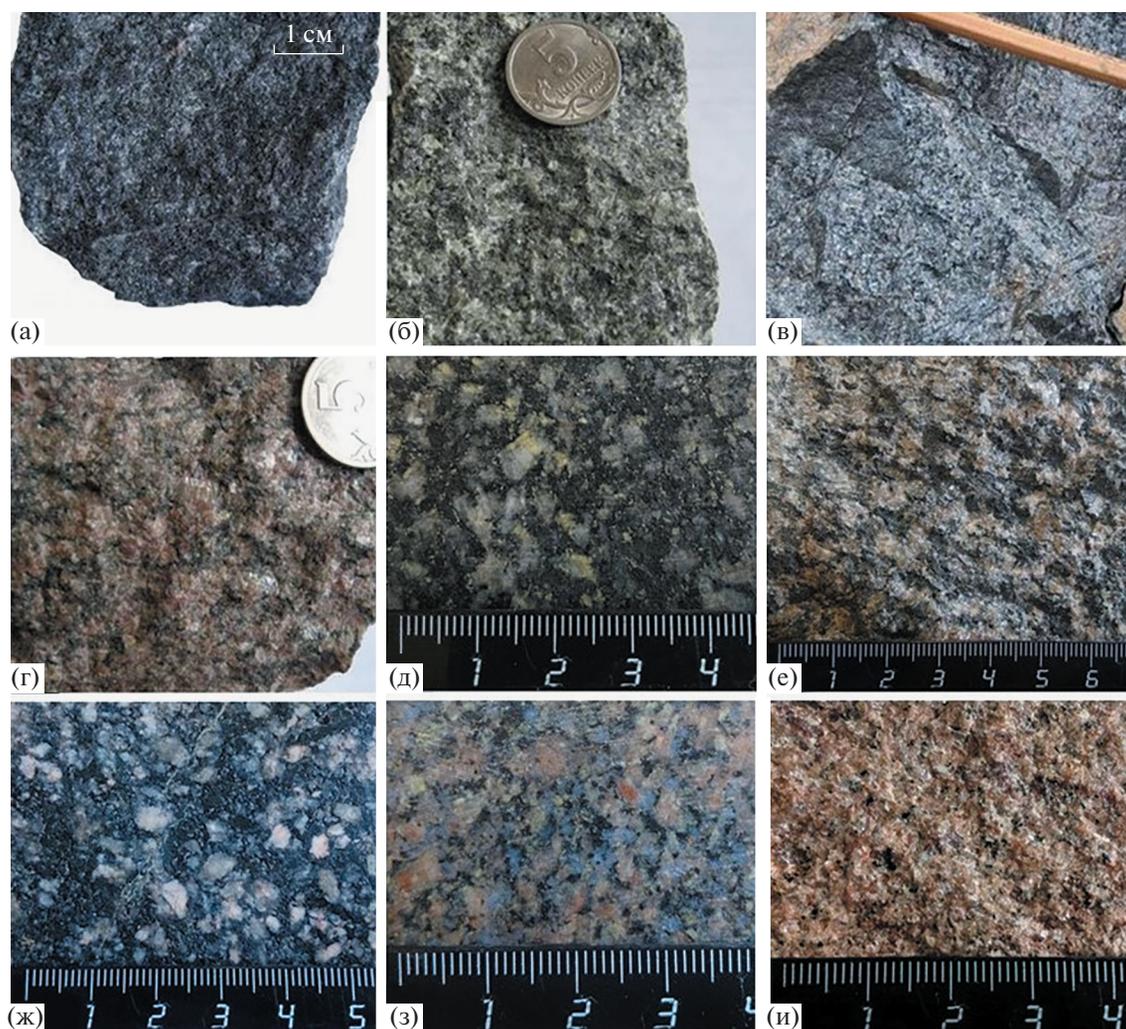


Рис. 3. Разновидности пород гранитоидных массивов Хаутаваарской структуры.

(а–г) – Хаутаваарский массив (а – монцогаббродиориты, обр. 3/1, б – монцодиорит, обр. 330, в – граносиенит, обр. 350, г – монцогранит, обр. 363), (д–ж) – Чалкинский массив (д – эпидотизированный кварцевый диорит, обр. 660, е – кварцевый диорит, обр. 662, ж – порфировидный кварцевый диорит, обр. 665), (з) – Шуйский массив (гранодиорит, обр. 526), (и) – Няльозерский массив (монцолейкогранит, обр. 678).

или порфировидной с вкрапленниками микроклина структурой, содержат плагиоклаз (50–55%), калиевый полевой шпат (4–5%), роговую обманку (25–30%), биотит (10–15%), кварц (~3%), титанит (2%), апатит (0.5–1%), ильменит, акцессорные циркон и монацит. Для монцодиоритов характерна порфировидная структура, обусловленная наличием полевошпатовых вкрапленников. Породы содержат плагиоклаз (50–60%), калиевый полевой шпат (15–20%), роговую обманку (10–15%), биотит (15–20%), кварц (~3%), титанит (1–2%), акцессорные апатит (0.5%), циркон и монацит.

Кварцевые монцодиориты среднезернистые массивные породы, содержащие плагиоклаз (30–35%), калиевый полевой шпат (40–45%), биотит (~8%), кварц (5–10%), акцессорные титанит (1–2%), апатит (0.5%), циркон, реже алланит. Лейко-

кратовые граносиениты и розовато-красные монцограниты обладают средне-, крупнозернистой и порфировидной структурой, массивной или пятнистой текстурой. Граносиениты сложены плагиоклазом (30–35%), калиевым полевым шпатом (35–45%), кварцем (20%), биотитом (5–10%), акцессорными титанитом (1–2%), апатитом, цирконом и монацитом. Монцограниты отличаются большим содержанием калиевого полевого шпата (40–55%) и кварца (20–25%), меньшим – плагиоклаза (20–30%), темноцветные минералы представлены биотитом (5–10%), акцессорные – титанитом (до 3%), апатитом (до 0.5%), цирконом, монацитом.

Чалкинский массив ограничивает зеленокаменные толщи Хаутаваарской структуры с северо-запада и прорывает гранитоиды западного обрамления

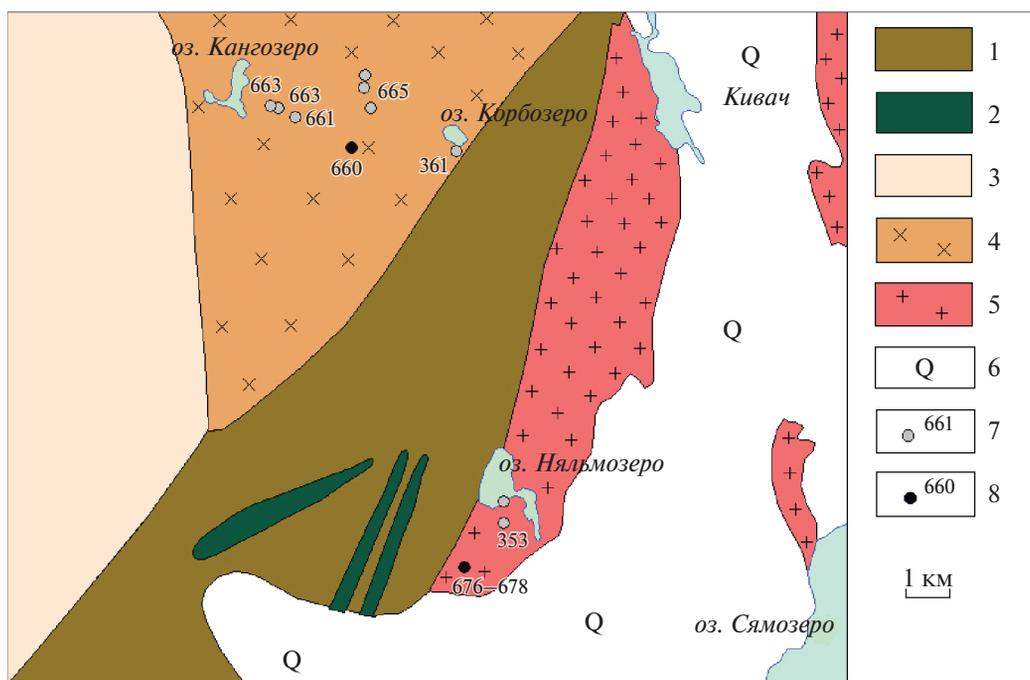


Рис. 4. Схема геологического строения Чалчинского и Няльмозерского массивов, составлена по геологической карте СССР м-ба 1 : 200000 (лист Р-36-ХV) с дополнениями.
 1 – вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи, 2 – метагаббро, 3 – нерасчлененные архейские гранитоиды, 4 – диориты Чалчинского массива, 5 – монцолейкограниты Няльмозерского массива, 6 – четвертичные отложения, 7 – точки отбора образцов, 8 – точки отбора образцов для определения U-Pb возраста и их номера.

(рис. 4). Массив вытянут в меридиональном направлении и, согласно геофизическим и геологическим данным, имеет большой размер (около 20 км по длинной оси). Он сложен диоритами и кварцевыми диоритами. В краевых зонах интрузива породы эпидотизированы и прорываются множеством аплитовых и пегматитовых жил. Северная часть Чалчинского массива перекрыта ледниковыми отложениями. U-Pb возраст пород по циркону 2745 ± 5 млрд лет (Овчинникова и др., 1994).

Чалчинский массив сложен преимущественно мезократовыми крупнозернистыми или порфировидными с полевошпатовыми вкрапленниками биотит-роговообманковыми кварцевыми диоритами (рис. 3д–3ж). Породы содержат плагиоклаз (60–75%, олигоклаз, реже андезин), калиевый полевой шпат (0–5%), кварц (5–12%), роговую обманку (5–15%), биотит (7–12%), апатит (до 1%), титанит и REE-содержащий титанит (ΣREE до 1–2%), циркон, вторичные эпидот и Се-эпидот (ΣREE 3–5%), хлорит (1%), карбонат, в том числе бастнезит-паризитового ряда, и барит. При изменении кварцевых диоритов плагиоклаз интенсивно замещается эпидотом, что придает им зеленоватый оттенок, по биотиту развивается хлорит.

Шуйский комплекс по результатам геологическим работ Карельской ГЭ объединяет четыре

магматические фазы: 1) диориты, 2) плагиограниты, тоналиты, гранодиориты, 3) граниты, микроклиновые лейкограниты и 4) завершающие магматизм жилы микроклиновых пегматитов. Гранитоиды Шуйского комплекса были выделены в обрамлении Хаутаваарской структуры (рис. 5). Они ограничивают зеленокаменные толщи с востока и запада, разбиты серией тектонических разломов субширотного и северо-западного простирания. В зонах контакта гранитоидов и вулканитов, а также тектонических нарушений породы подвержены катаклазу, милонитизации и альбитизации. Шуйский комплекс развит на большой площади и имеет слабую обнаженность, в связи с этим авторам удалось изучить только его гранодиоритовую фазу в восточной и южной частях структуры.

Гранодиориты массивные, обладают светло-розовой окраской, крупнозернистой структурой, отличаются наличием голубого кварца (рис. 3з). Породы содержат калиевый полевой шпат (6–20%), плагиоклаз (50–60%), кварц (15–20%), биотит (5–6%), вторичные серицит (2–5%), эпидот (4–5%), карбонат и хлорит, акцессорные апатит, титанит (1%) и циркон. Плагиоклаз замещается эпидотом и серицитом, по биотиту развивается хлорит. При интенсивной эпидотизации гранодиориты приобретают зеленоватый оттенок. В рассланцованных и катаклазированных разностях увеличивается содержание кварца и биотита. Рудные минералы

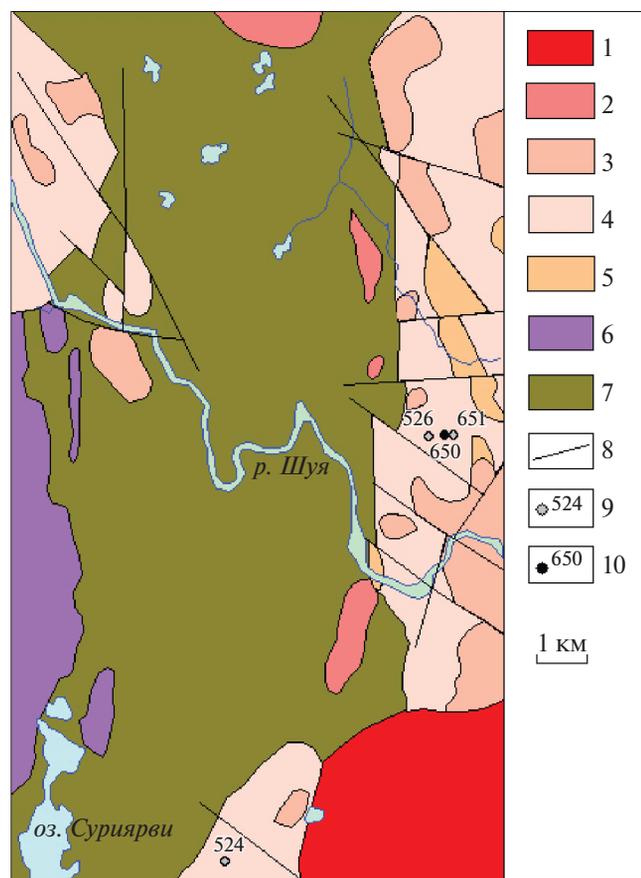


Рис. 5. Схема геологического строения Шуйского комплекса, составленная с использованием материалов Карельской ГЭ (производственный отчет В.В. Сиваева и А.Ф. Горошко за 1988г.). 1 – граниты рапакиви Улягского массива, 2 – массивы Хаутаваарского комплекса, 3–5 – Шуйский комплекс (3 – граниты, 4 – плагиограниты, тоналиты, гранодиориты, 5 – диориты), 6 – гипербазиты Хюрсюльского комплекса, 7 – вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы, 8 – разломы, 9 – точки отбора образцов, 10 – точки отбора образцов для определения U-Pb возраста.

представлены рутилом, пиритом и галенитом. В породах отмечаются секущие пиритсодержащие кварц-эпидотовые прожилки.

Няльмозерский массив прорывает вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи в северо-восточной части Хаутаваарской зеленокаменной структуры. Он протягивается в субмеридиональном направлении до 15 км, сложен светло-розовыми умеренно-щелочными лейкогранитами. Интрузивные тела подобного состава встречаются севернее и восточнее Няльмозерского массива, которые, возможно, являются фрагментами единого плутона, частично перекрытого четвертичными образованиями (рис. 4).

Монцолейкограниты массивные, мелкозернистые, иногда слегка рассланцованные, сложены

калиевым полевым шпатом (25–30%), плагиоклазом (25–30%, олигоклаз, реже альбит), кварцем (35–40%), биотитом (3–5%), мусковитом (2–3%), преобладающим акцессорным минералом является монацит, также встречаются апатит и циркон, при вторичных изменениях пород появляются эпидот (1–3%), серицит и хлорит, в незначительном количестве встречаются рутил, ильменит и галенит.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД

Хаутаваарский массив наиболее детально изучен и опробован авторами (Дмитриева и др., 2016). Состав пород имеет широкие вариации. Содержание SiO_2 увеличивается от 51.98 мас. % в монцогаббродиоритах до 70.5 мас. % в монцогранитах, при этом сумма щелочей возрастает от 6.21 до 9.57 мас. % (табл. 1; рис. 6). Породы относятся к умеренно-щелочному ряду, обладают калиево-натриевым типом щелочности ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} < 1$) и повышенной магнезиальностью ($\text{Mg}\# = 0.60\text{--}0.45$), снижающейся по мере увеличения количества SiO_2 и Al_2O_3 . В граносиенитах и монцогранитах второй фазы уменьшаются содержания FeO^* , MgO , CaO , TiO_2 , P_2O_5 относительно монцогаббродиоритов и монцодиоритов первой фазы. На диаграммах в породах Хаутаваарского массива наблюдаются близкие к прямолинейным тренды распределения петрогенных элементов (рис. 6).

Монцогаббродиориты и монцодиориты первой фазы имеют повышенные содержания P_2O_5 (0.56–0.61 мас. %), TiO_2 (0.65–1.03 мас. %) и V (128–201 ppm), они также обладают более высокими концентрациями Cr (163–223 ppm), Ni (49–70 ppm) и Cu (18–118 ppm) относительно граносиенитов и монцогранитов (Cr 20–68, Ni 10–37 и Cu 6–29 ppm) второй фазы (рис. 6, 7). В породах первой фазы при увеличении содержания SiO_2 происходит накопление Zr, в то время как в породах второй фазы при повышении кремнекислотности концентрация его интенсивно снижается (рис. 7). Количество Ba и Sr уменьшается от основных фаз к кислым, тогда как концентрация Rb возрастает. Максимальное содержание Ba в монцогаббродиоритах и монцодиоритах составляет 2054 ppm, в граносиенитах и монцогранитах – 1081 ppm.

Для пород Хаутаваарского массива характерны фракционированные спектры распределения REE ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 14\text{--}21$), суммарное количество которых снижается от 346 до 128 ppm с увеличением содержания SiO_2 (рис. 8).

Чалкинский массив был опробован в его южной части, пересечен от восточного эндоконтакта в районе оз. Корбозеро и до оз. Кангозеро (около 5 км) в западном направлении, а также на север на 3 км. Слагающие интрузив биотит-роговообманковые кварцевые диориты имеют достаточно однородный

Таблица 1. Химический состав гранитоидов Хаутаваарской структуры

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8
	Хаутаваарский массив							
	3/1	3/2	318	330	331	8	370	2
	МГД			МД		КМД		
SiO ₂	51.98	53.52	54.45	58.50	57.16	61.74	65.80	65.40
TiO ₂	1.03	0.88	0.73	0.67	0.65	0.62	0.50	0.55
Al ₂ O ₃	15.83	15.92	15.29	15.20	14.87	17.66	15.13	14.80
Fe ₂ O ₃	2.91	3.10	3.22	2.27	2.69	2.15	1.35	0.99
FeO	5.46	4.45	4.23	3.59	3.30	2.01	2.15	1.72
MnO	0.144	0.135	0.132	0.111	0.098	0.059	0.058	0.055
MgO	6.74	5.46	5.56	4.70	4.21	2.13	2.38	2.08
CaO	6.82	6.96	6.82	4.91	4.39	1.98	2.04	3.20
Na ₂ O	2.88	3.49	3.70	3.71	3.50	4.09	3.80	3.91
K ₂ O	3.33	3.22	3.03	4.02	4.94	6.06	5.61	6.16
P ₂ O ₅	0.61	0.56	0.58	0.42	0.44	0.27	0.10	0.24
П.п.п.	1.72	1.6	1.56	1.63	3.10	1.02	0.94	0.80
Сумма	99.53	99.51	99.50	99.88	99.64	99.99	99.98	99.96
Mg#	0.60	0.58	0.58	0.60	0.57	0.49	0.56	0.58
alk	6.21	6.71	6.73	7.73	8.44	10.15	9.41	10.07
Na ₂ O/K ₂ O	0.86	1.08	1.22	0.92	0.71	0.67	0.68	0.63
Cr	179.9	162.7	166.32	222.5	181.4	53.92	66.3	61.53
Ni	60.64	51.27	56.93	70.1	49.28	22.22	28.5	30.62
V	200.9	178.7	175.88	130.3	127.9	78.64	53.52	104.3
Cu	18.06	35.35	57.07	118.4	61.2	17.67	14.03	14.97
Rb	196.0	120.3	98.3	101.7	226.8	248.26	179.0	290.6
Sr	1032.0	1124.0	1207.62	585.7	692.8	438.02	341.1	328.5
Y	22.61	21.26	19.76	19.25	19.72	23.10	18.16	12.27
Pb	17.63	15.23	24.61	17.64	66.49	14.86	11.22	11.13
Th	4.58	5.49	7.01	12.39	13.65	45.38	49.33	27.47
U	1.47	1.86	2.06	2.01	3.67	4.41	3.59	3.06
Zr	90.31	122.6	69.37	168.4	167.6	457.98	401.7	353.2
Hf	2.19	2.82	2.10	4.13	4.24	11.36	9.34	8.33
Nb	7.95	8.52	5.62	9.75	11.06	24.12	13.35	17.34
Ta	0.38	0.37	0.64	0.58	0.75	2.29	0.93	1.17
Ba	1782.0	2054.0	1751.39	1920.0	1782.0	1224.59	951.1	1003.0
La	41.05	44.93	47.42	45.43	45.19	74.38	47.29	23.03
Ce	97.58	103.5	104.20	92.09	95.75	157.1	104.5	60.27
Pr	12.68	12.56	13.38	10.93	10.86	17.14	10.72	4.83
Nd	55.21	52.72	57.36	41.9	40.26	62.96	41.39	22.59
Sm	12.42	11.43	11.52	7.90	7.57	10.8	8.35	4.80
Eu	3.72	3.58	2.82	2.50	2.34	1.90	1.77	1.09
Gd	10.48	10.19	5.32	7.17	6.86	8.8	5.32	3.60
Tb	1.21	1.12	1.02	0.84	0.82	1.00	0.61	0.46
Dy	4.66	4.29	4.28	3.40	3.47	4.59	2.61	2.81
Ho	0.84	0.80	0.78	0.69	0.70	0.84	0.63	0.53
Er	2.39	2.27	2.04	2.09	2.18	2.38	1.99	1.59
Tm	0.3	0.29	0.25	0.28	0.31	0.34	0.27	0.23
Yb	2.07	2.03	1.81	2.10	2.18	3.60	2.0	1.70
Lu	0.23	0.23	0.23	0.25	0.26	0.36	0.28	0.25

Таблица 1. Продолжение

Компо- ненты	9	10	11	12	13	14	15	16
	Хаугаваарский массив							
	5/1	7	327	327/1	350/1	350/2	350/4	350/9
	КМД	ГС						
SiO ₂	64.93	66.90	69.24	67.02	67.94	68.32	70.60	67.70
TiO ₂	0.68	0.48	0.44	0.46	0.39	0.39	0.43	0.43
Al ₂ O ₃	15.80	15.15	13.86	14.47	14.68	14.42	14.40	14.90
Fe ₂ O ₃	1.12	1.18	1.48	1.57	0.73	1.1	1.35	1.05
FeO	2.44	1.94	1.58	2.15	1.68	2.01	0.93	1.86
MnO	0.052	0.054	0.042	0.053	0.051	0.056	0.028	0.052
MgO	2.07	1.92	1.73	2.00	1.65	1.76	1.50	1.86
CaO	2.61	1.83	1.53	1.90	1.60	1.31	0.73	2.0
Na ₂ O	4.27	3.78	3.26	3.58	4.15	4.93	3.62	3.65
K ₂ O	4.93	5.55	5.73	5.38	5.42	4.08	4.84	5.55
P ₂ O ₅	0.25	0.22	0.2	0.23	1.32	0.09	0.08	0.06
П.п.п.	0.64	0.76	0.79	0.8	0.07	1.22	1.33	0.78
Сумма	99.92	99.93	100.0	99.62	99.96	99.82	99.96	99.97
Mg#	0.51	0.54	0.52	0.50	0.56	0.51	0.56	0.54
alk	9.2	9.33	8.99	8.96	9.57	9.01	8.46	9.2
Na ₂ O/K ₂ O	0.87	0.68	0.57	0.67	0.77	1.21	0.75	0.66
Cr	74.95	43.36	37.80	44.28	50.96	—	41.11	67.97
Ni	31.34	19.10	18.85	22.06	22.98	—	9.64	32.56
V	138.50	63.80	57.92	66.12	43.72	—	46.88	46.59
Cu	16.84	16.26	12.27	10.30	17.96	—	29.28	18.56
Rb	357.5	217.18	257.22	281.78	226.10	—	203.5	240.5
Sr	598.1	282.82	207.18	420.42	276.0	—	170.7	383.9
Y	9.75	16.46	21.0	20.39	19.94	—	15.32	21.68
Pb	28.42	30.13	21.52	27.29	21.81	—	52.53	23.25
Th	16.04	30.57	28.48	32.48	47.23	—	54.12	54.47
U	5.21	6.96	16.42	11.04	7.52	—	7.24	9.22
Zr	413.0	363.14	328.09	393.98	319.20	—	375.5	316.0
Hf	9.07	8.90	8.09	9.72	8.60	—	9.61	8.21
Nb	12.73	15.87	17.60	18.12	16.14	—	17.62	15.71
Ta	0.43	1.38	2.70	1.94	1.15	—	1.26	1.21
Ba	945.6	1067.19	909.99	915.79	763.0	—	1014.0	805.4
La	33.71	53.26	71.46	55.98	43.87	—	10.17	48.41
Ce	60.23	111.68	139.28	121.76	87.20	—	23.9	106.40
Pr	6.86	12.27	16.13	13.80	9.56	—	2.89	11.47
Nd	30.19	44.88	60.00	51.66	36.77	—	11.85	43.68
Sm	5.66	7.78	10.05	9.35	7.89	—	3.45	9.62
Eu	1.65	1.55	1.61	1.64	1.52	—	0.87	1.72
Gd	3.80	6.47	8.23	7.80	5.68	—	2.84	5.92
Tb	0.45	0.69	0.90	0.86	0.67	—	0.40	0.71
Dy	2.28	3.22	3.89	4.10	2.99	—	2.25	3.11
Ho	0.41	0.56	0.77	0.74	0.73	—	0.57	0.77
Er	1.14	1.62	2.13	2.05	2.13	—	1.76	2.30
Tm	0.16	0.22	0.30	0.28	0.30	—	0.27	0.33
Yb	1.13	2.53	2.79	2.95	2.11	—	1.89	2.26
Lu	0.18	0.25	0.28	0.29	0.28	—	0.24	0.29

Таблица 1. Продолжение

Компо- ненты	17	18	19	20	21	22	23	24
	Хаутаваарский массив							
	1	6	319	322	320	320/3	336	352
	ГС		МГ					
SiO ₂	67.74	68.16	70.38	69.46	70.22	70.50	69.32	69.62
TiO ₂	0.47	0.43	0.32	0.34	0.34	0.30	0.35	0.35
Al ₂ O ₃	14.93	14.61	14.20	14.14	14.19	14.21	13.98	14.44
Fe ₂ O ₃	0.99	1.42	0.86	1.46	1.15	0.49	1.19	0.92
FeO	1.72	1.72	1.29	1.29	1.22	1.44	1.58	1.79
MnO	0.053	0.045	0.037	0.038	0.035	0.032	0.038	0.043
MgO	1.33	1.55	1.19	1.24	1.03	1.04	1.26	0.71
CaO	1.91	1.76	1.54	1.76	1.32	1.47	1.61	1.60
Na ₂ O	3.62	3.81	3.78	3.94	3.87	4.21	3.76	3.90
K ₂ O	5.76	5.43	5.30	5.13	5.50	5.31	5.50	5.20
P ₂ O ₅	0.24	0.2	0.20	0.19	0.22	0.16	0.17	0.07
П.п.п.	0.75	0.72	0.66	0.88	0.59	0.70	0.64	0.83
Сумма	99.55	100.0	99.89	100.0	99.82	99.98	99.55	99.65
Mg#	0.47	0.48	0.51	0.46	0.45	0.50	0.46	0.33
alk	9.38	9.24	9.08	9.07	9.37	9.52	9.26	9.1
Na ₂ O/K ₂ O	0.63	0.7	0.71	0.77	0.70	0.79	0.68	0.75
Cr	51.39	—	20.46	25.92	19.60	—	34.53	47.38
Ni	23.91	—	13.51	14.79	13.95	—	15.11	23.7
V	96.73	—	42.24	40.50	45.73	—	45.73	30.34
Cu	8.37	—	22.78	16.80	5.59	—	10.51	17.47
Rb	371.6	—	239.38	221.38	250.10	—	281.38	212.4
Sr	376.1	—	430.42	424.02	410.82	—	320.18	446.4
Y	16.25	—	14.66	14.10	15.14	—	16.94	13.73
Pb	32.67	—	38.67	17.83	24.74	—	30.40	44.71
Th	30.18	—	37.45	34.31	34.48	—	36.84	43.02
U	7.20	—	11.61	6.30	6.38	—	7.69	8.55
Zr	342.7	—	250.02	224.62	250.41	—	271.37	224.6
Hf	9.11	—	7.03	6.14	6.85	—	7.06	5.86
Nb	16.67	—	13.68	13.27	13.45	—	16.45	11.99
Ta	1.26	—	1.69	1.52	1.61	—	1.77	0.95
Ba	768.5	—	1013.39	1009.79	1080.79	—	863.19	919.3
La	52.46	—	49.66	47.26	49.70	—	44.22	39.07
Ce	86.87	—	103.92	95.56	98.88	—	95.36	73.36
Pr	11.43	—	11.74	10.77	11.59	—	11.32	7.91
Nd	49.47	—	42.76	40.05	42.40	—	41.48	29.32
Sm	8.30	—	7.17	6.80	7.13	—	7.19	6.24
Eu	1.40	—	1.39	1.36	1.38	—	1.24	1.35
Gd	5.23	—	5.94	5.60	5.88	—	6.06	3.81
Tb	0.64	—	0.62	0.60	0.63	—	0.67	0.45
Dy	3.60	—	2.51	2.41	2.55	—	3.16	1.97
Ho	0.65	—	0.53	0.50	0.52	—	0.57	0.48
Er	1.92	—	1.49	1.46	1.48	—	1.66	1.47
Tm	0.28	—	0.22	0.20	0.21	—	0.23	0.21
Yb	1.94	—	2.21	2.00	2.14	—	2.35	1.4
Lu	0.29	—	0.22	0.21	0.21	—	0.24	0.19

Таблица 1. Продолжение

Компо- ненты	25	26	27	28	29	30	31	32	33
	Хаугаваарский массив		Чалкинский массив						
	363/2	363/3	361	660а	660	661	662	663	665
	МГ		КД						
SiO ₂	70.32	69.70	59.28	59.9	60.2	60.28	60.94	60.58	60.96
TiO ₂	0.39	0.38	0.59	0.57	0.6	0.6	0.57	0.58	0.61
Al ₂ O ₃	13.70	13.90	16.89	16.11	15.95	15.94	15.6	15.69	15.06
Fe ₂ O ₃	0.70	0.84	2.26	2.25	2.15	2.25	2.33	2.27	1.95
FeO	1.43	1.86	3.52	3.52	3.52	3.52	3.45	3.36	4.16
MnO	0.039	0.049	0.107	0.083	0.085	0.105	0.08	0.086	0.093
MgO	1.66	1.62	3.42	4.16	4.16	4.09	4.0	4.21	4.31
CaO	1.60	1.60	5.06	5.12	5.42	5.21	4.77	4.74	4.34
Na ₂ O	3.88	3.94	3.61	4.26	4.16	4.47	4.16	4.06	3.89
K ₂ O	5.43	5.10	2.86	1.99	1.86	1.77	2.27	2.39	2.38
P ₂ O ₅	0.11	0.12	0.28	0.31	0.31	0.32	0.29	0.31	0.32
П.п.п.	0.64	0.76	1.41	1.03	0.89	0.82	0.8	0.96	1.27
Сумма	99.92	99.99	99.51	99.50	99.51	99.57	99.50	99.51	99.52
Mg#	0.59	0.53	0.56	0.57	0.57	0.57	0.56	0.58	0.56
alk	9.31	9.04	6.47	6.25	6.02	6.24	6.43	6.45	6.27
Na ₂ O/K ₂ O	0.71	0.77	1.3	2.14	2.24	2.53	1.83	1.70	1.63
Cr	46.28	65.59	116.1	207.1	202.5	171.4	179.8	179.2	144.7
Ni	25.11	36.62	60.47	98.25	97.46	97.38	92.87	94.3	87.82
V	27.82	32.67	111.5	221.6	207.3	211.2	203.9	193.3	195.3
Cu	11.03	13.01	11.57	23.53	25.8	15.29	31.8	23.19	92.82
Rb	151.1	165.0	110.3	64.26	60.7	122.0	76.37	124.6	85.09
Sr	342.4	387.1	679.2	988.2	982.2	861.3	901.2	863.3	822.5
Y	14.55	15.86	17.48	12.99	12.85	19.96	13.11	13.28	12.42
Pb	18.77	10.99	22.02	20.47	19.45	27.07	22.09	20.52	11.58
Th	43.75	43.55	10.15	2.26	2.47	3.35	4.59	5.42	2.68
U	6.16	2.20	1.95	0.42	0.44	3.36	1.31	1.25	1.28
Zr	203.4	229.6	130.9	111.7	153.0	185.1	160.7	172.3	238.3
Hf	5.46	6.21	3.26	2.31	3.06	3.96	3.50	3.63	4.56
Nb	10.93	11.89	5.55	4.33	4.39	9.78	5.06	5.35	5.28
Ta	0.97	1.03	0.52	0.51	0.54	1.16	0.61	0.65	0.64
Ba	884.1	836.7	977.2	582.4	534.3	338.7	558.5	579.0	743.0
La	30.87	41.53	46.32	30.19	44.67	29.83	44.74	43.70	29.32
Ce	66.37	73.63	85.77	83.67	99.64	79.78	100.90	101.30	77.29
Pr	8.00	9.66	10.26	9.70	11.98	9.54	11.81	11.86	8.98
Nd	31.21	37.55	38.67	40.14	45.59	38.78	44.73	45.69	37.23
Sm	6.59	7.55	6.14	6.79	6.96	6.84	7.06	7.13	6.35
Eu	1.44	1.54	1.62	1.76	1.79	1.68	1.78	1.88	1.72
Gd	4.09	4.50	4.61	4.92	4.94	5.28	5.02	5.15	4.63
Tb	0.49	0.54	0.69	0.57	0.59	0.68	0.62	0.60	0.55
Dy	2.16	2.40	3.20	2.71	2.66	3.31	2.69	2.80	2.63
Ho	0.52	0.59	0.60	0.50	0.48	0.61	0.47	0.49	0.49
Er	1.58	1.71	1.72	1.28	1.27	1.76	1.27	1.29	1.24
Tm	0.21	0.24	0.25	0.17	0.16	0.27	0.16	0.17	0.16
Yb	1.53	1.65	1.62	1.06	1.07	1.94	1.10	1.13	1.09
Lu	0.20	0.21	0.26	0.15	0.15	0.29	0.16	0.16	0.16

Таблица 1. Окончание

Компо- ненты	34	35	36	37	38	39	40	41	42	
	Шуйский массив					Няльмозерский массив				
	524	526	650	651	2*	353	676	677	678	
	ГД					МЛГ				
SiO ₂	68.16	68.20	67.52	67.62	68.96	73.14	73.4	73.44	73.47	
TiO ₂	0.30	0.34	0.37	0.41	0.36	0.13	0.10	0.09	0.10	
Al ₂ O ₃	15.31	15.08	15.20	15.09	14.99	13.63	14.60	14.60	14.60	
Fe ₂ O ₃	1.33	1.39	1.61	2.02	3.21	0.13	0.36	0.39	0.40	
FeO	1.44	1.51	1.51	1.51	—	1.0	1.15	0.57	0.93	
MnO	0.061	0.054	0.050	0.047	0.06	0.026	0.016	0.012	0.013	
MgO	1.41	1.42	1.74	2.05	1.22	0.78	0.35	0.41	0.30	
CaO	2.01	2.58	2.39	2.82	2.36	1.31	1.37	1.30	1.16	
Na ₂ O	4.43	4.27	4.24	5.64	4.36	4.14	4.47	4.52	4.37	
K ₂ O	3.88	3.60	4.10	1.17	2.99	4.91	3.89	4.16	4.16	
P ₂ O ₅	0.17	0.20	0.24	0.25	0.13	0.06	0.05	0.05	0.03	
П.п.п.	1.28	1.01	0.88	1.18	0.82	0.32	0.08	0.29	0.30	
Сумма	100.0	99.98	100.0	99.98	99.46	99.97	99.99	99.95	100.0	
Mg#	0.49	0.48	0.51	0.52	0.43	0.55	0.29	0.44	0.29	
alk	8.31	7.87	8.34	6.81	7.35	9.05	8.36	8.68	8.53	
Na ₂ O/K ₂ O	1.14	1.19	1.03	4.82	1.46	0.84	1.15	1.09	1.05	
Cr	52.68	61.12	57.90	71.0	—	33.63	19.58	22.68	26.32	
Ni	24.24	35.45	37.38	45.31	—	19.25	16.58	23.09	24.15	
V	40.74	50.08	36.97	40.89	—	< ПО	< ПО	< ПО	< ПО	
Cu	10.67	3.61	17.80	23.50	—	5.61	11.77	7.54	11.30	
Rb	110.60	94.60	89.41	31.51	—	85.68	103.50	101.60	103.20	
Sr	520.30	749.80	607.30	620.80	—	369.20	362.00	396.70	514.10	
Y	8.84	10.17	7.59	9.62	—	2.87	2.88	1.79	1.14	
Pb	12.62	15.55	14.29	11.12	—	22.92	26.02	27.66	21.14	
Th	9.97	10.29	9.48	16.89	—	11.46	9.94	11.74	8.25	
U	1.47	1.84	5.37	2.21	—	0.75	0.97	0.72	0.58	
Zr	111.30	150.60	115.70	129.30	—	85.39	75.75	70.17	70.78	
Hf	3.19	4.10	2.89	2.97	—	2.54	2.26	1.94	1.99	
Nb	6.46	6.54	5.10	5.24	—	2.17	1.58	1.39	1.36	
Ta	0.65	0.60	0.45	0.44	—	0.16	0.06	0.07	0.05	
Ba	1257.0	1274.0	1252.0	457.3	—	1518.0	1330.0	1385.0	1653.0	
La	26.91	33.67	21.40	27.02	—	15.20	27.51	9.63	16.06	
Ce	45.93	61.27	46.34	76.01	—	29.17	45.60	21.77	31.04	
Pr	7.18	9.13	5.06	6.28	—	2.97	4.27	1.84	2.68	
Nd	25.16	31.90	19.2	22.79	—	10.69	15.63	7.94	9.87	
Sm	4.55	5.50	3.64	4.13	—	2.08	2.50	1.70	1.69	
Eu	1.21	1.42	1.12	1.16	—	0.78	0.68	0.65	0.68	
Gd	2.89	3.61	2.80	3.24	—	1.33	1.43	0.91	0.72	
Tb	0.42	0.41	0.38	0.42	—	0.14	0.19	0.11	0.08	
Dy	1.81	1.96	1.66	2.00	—	0.52	0.70	0.39	0.28	
Ho	0.34	0.36	0.26	0.31	—	0.11	0.10	0.06	0.04	
Er	0.87	0.95	0.78	0.92	—	0.30	0.25	0.18	0.13	
Tm	0.11	0.13	0.12	0.14	—	0.04	0.03	0.02	0.02	
Yb	0.76	0.84	0.71	0.82	—	0.23	0.23	0.19	0.17	
Lu	0.13	0.13	0.12	0.11	—	0.04	0.04	0.03	0.02	

Примечание. 6–10 – по (Дмитриева и др., 2016); ГД – гранодиорит, ГС – граносиенит, Д – диорит, КД – кварцевый диорит, КМД – кварцевый монцодиорит, ЛГ – лейкогранит, МГ – монцогранит, МГД – монцогаббродиорит, МД – монцодиорит, МЛГ – монцолейкогранит. Оксиды даны в мас. %, элементы – в ppm, <ПО – ниже предела обнаружения, прочерк – элемент не определялся, Mg# = Mg/(Fe²⁺ + Fe³⁺ + Mg). *Данные Карельской ГЭ.

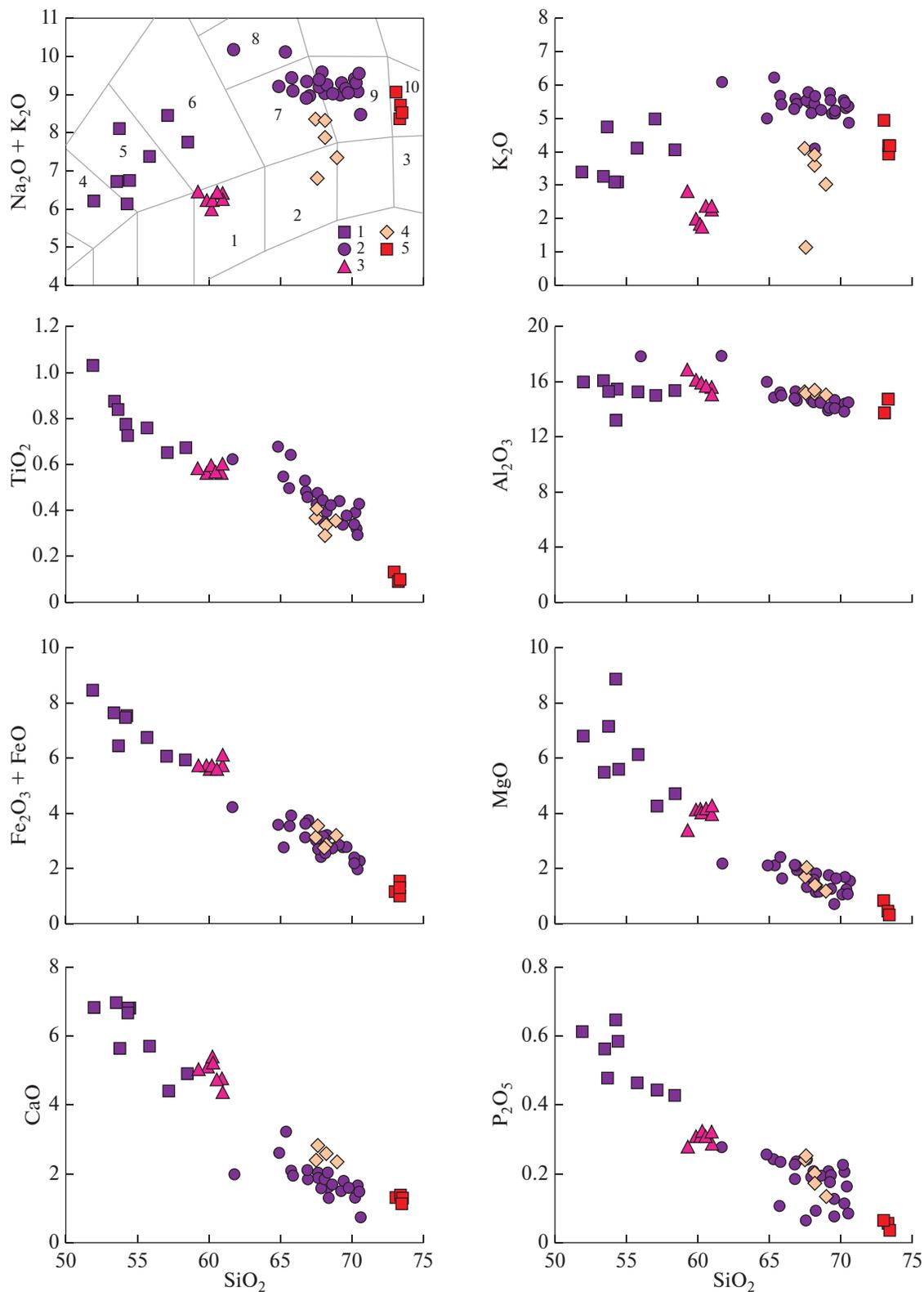


Рис. 6. Диаграммы Харкера для гранитоидов Хаутаваарской структуры.

Массивы: 1, 2 – Хаутаваарский (1 – первая фаза, 2 – вторая фаза), 3 – Чалкинский, 4 – Шуйский, 5 – Няльозерский. Поля составов по (Шарпенко и др., 2013): 1 – кварцевых диоритов, 2 – гранодиоритов, 3 – лейкогранитов, 4 – монцогаббродиоритов, 5 – монцодиоритов, 6 – монцонитов, 7 – граносиенитов, 8 – сиенитов, 9 – умеренно-щелочных гранитов, 10 – умеренно-щелочных лейкогранитов.

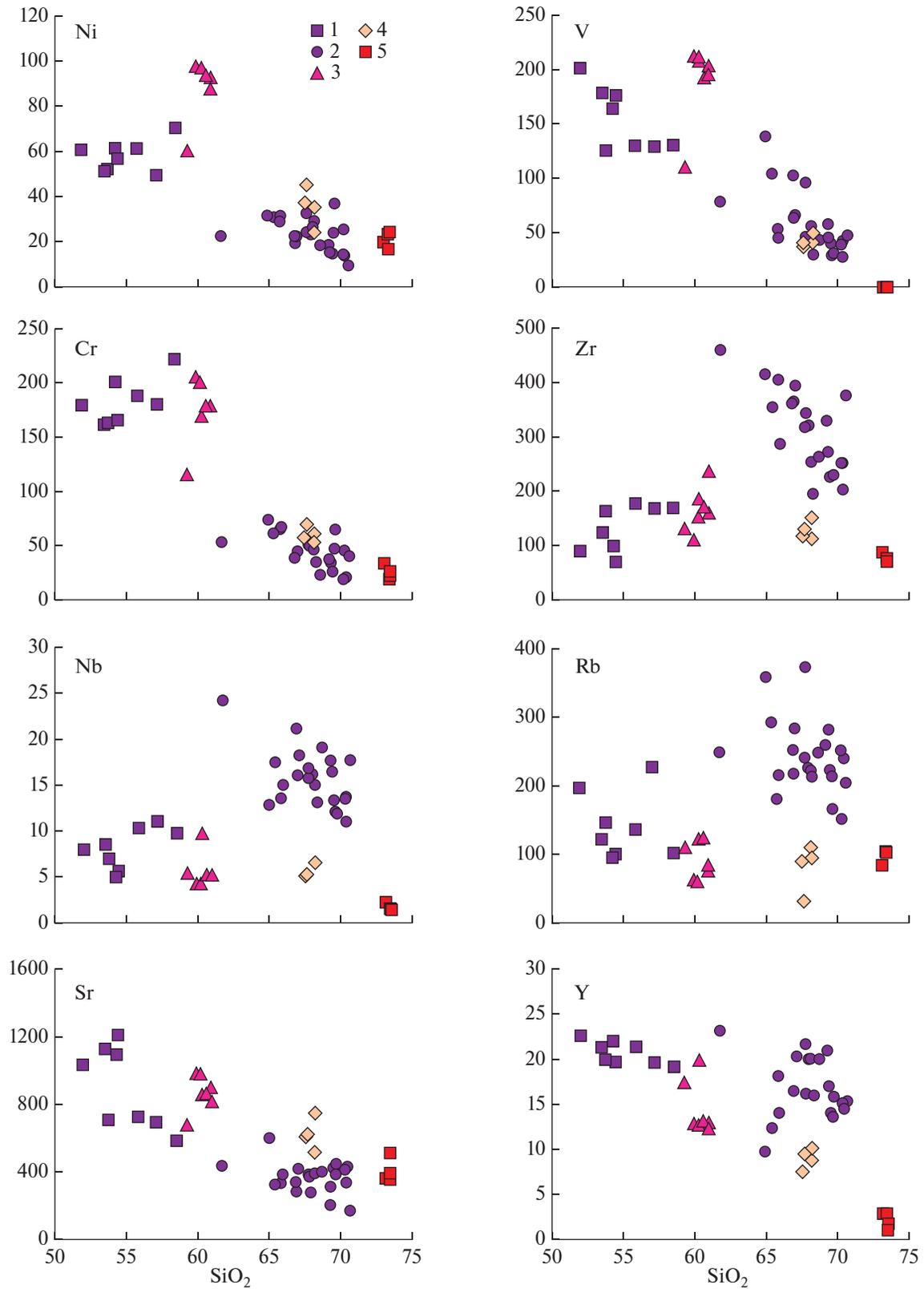


Рис. 7. Диаграммы Ni, V, Cr, Zr, Nb, Rb, Sr, Y–SiO₂ для гранитоидов Хаутаваарской структуры. Массивы: 1, 2 – Хаутаваарский (1 – первая фаза, 2 – вторая фаза), 3 – Чалкинский, 4 – Шуйский, 5 – Няльмозерский.

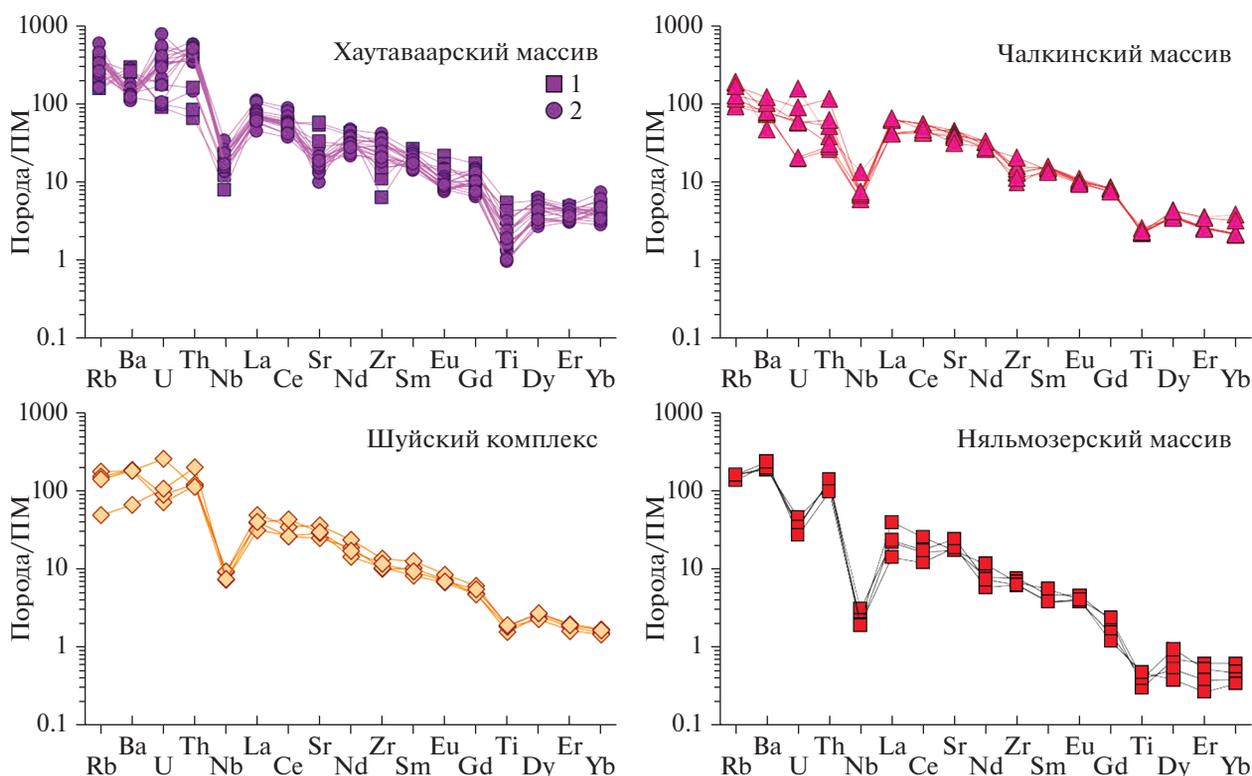


Рис. 8. Диаграммы распределения редкоземельных и редких элементов, нормированные к примитивной мантии, соответственно (Sun, McDonough, 1989). 1 – первая фаза, 2 – вторая фаза.

состав и на петрохимических диаграммах образуют компактную область (рис. 6), содержат 59.28–60.96 мас. % SiO_2 , относятся к нормальному ряду (сумма щелочей – 6.02–6.47 мас. %) и натриевой серии ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 1$). Породы массива характеризуются повышенными значениями магнезиальности ($\text{Mg}\# = 0.56\text{--}0.58$). По содержанию TiO_2 , Al_2O_3 и MgO кварцевые диориты занимают промежуточное положение между составами пород основной и кислой фазы Хаутаваарского массива, отличаются большим содержанием CaO , FeO^* и меньшим – K_2O .

Кварцевые диориты обладают высоким содержанием Cr (172–188 ppm), обогащены Ba (634–1459 ppm) и Sr (740–889 ppm), контрастно отличаются от монцодиоритов первой фазы Хаутаваарского массива высокими концентрациями Ni (90–99 ppm) и V (111–212 ppm) (рис. 7).

Спектры распределения REE в породах Чалкинского массива имеют фракционированный характер ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 11\text{--}30$). Суммарное содержание редких земель составляет 160–210 ppm. В породах краевой зоны отмечаются более высокие концентрации HREE, чем в кварцевых диоритах, слагающих центральную часть массива. По распределению редких и редкоземельных элементов

кварцевые диориты схожи с породами Хаутаваарского массива (рис. 8).

Гранодиориты *Шуйского комплекса*, отобранные в восточной и южной частях структуры, имеют незначительные вариации SiO_2 67.52–68.96 мас. % при сумме щелочей 6.81–8.34 мас. % и относятся к натриевой серии ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 1$). Рассланцевание пород сопровождается увеличением количества биотита и серицита, что приводит к повышению содержания щелочей и смещению составов в поле граносиенитов (рис. 6). По петрохимическому составу (TiO_2 , Al_2O_3 , FeO^* , MgO и P_2O_5) породы Шуйского массива сопоставимы со второй фазой Хаутаваарского интрузива, отличаются большим содержанием CaO и меньшим – K_2O .

Гранодиориты характеризуются невысокими значениями магнезиальности ($\text{Mg}\# = 0.52\text{--}0.43$) и высокими содержаниями Cr (53–71 ppm) и Ni (24–45 ppm), а также Ba (460–1270 ppm) и Sr (520–750 ppm), от пород второй фазы Хаутаваарского массива отличаются более низкими концентрациями Y , Rb , Zr , Nb и высокой Sr (рис. 7). Спектры распределения REE сильнофракционированные ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 22\text{--}30$) при относительно низком их суммарном содержании – 103–151 ppm. По распределению редких и редкоземельных элементов

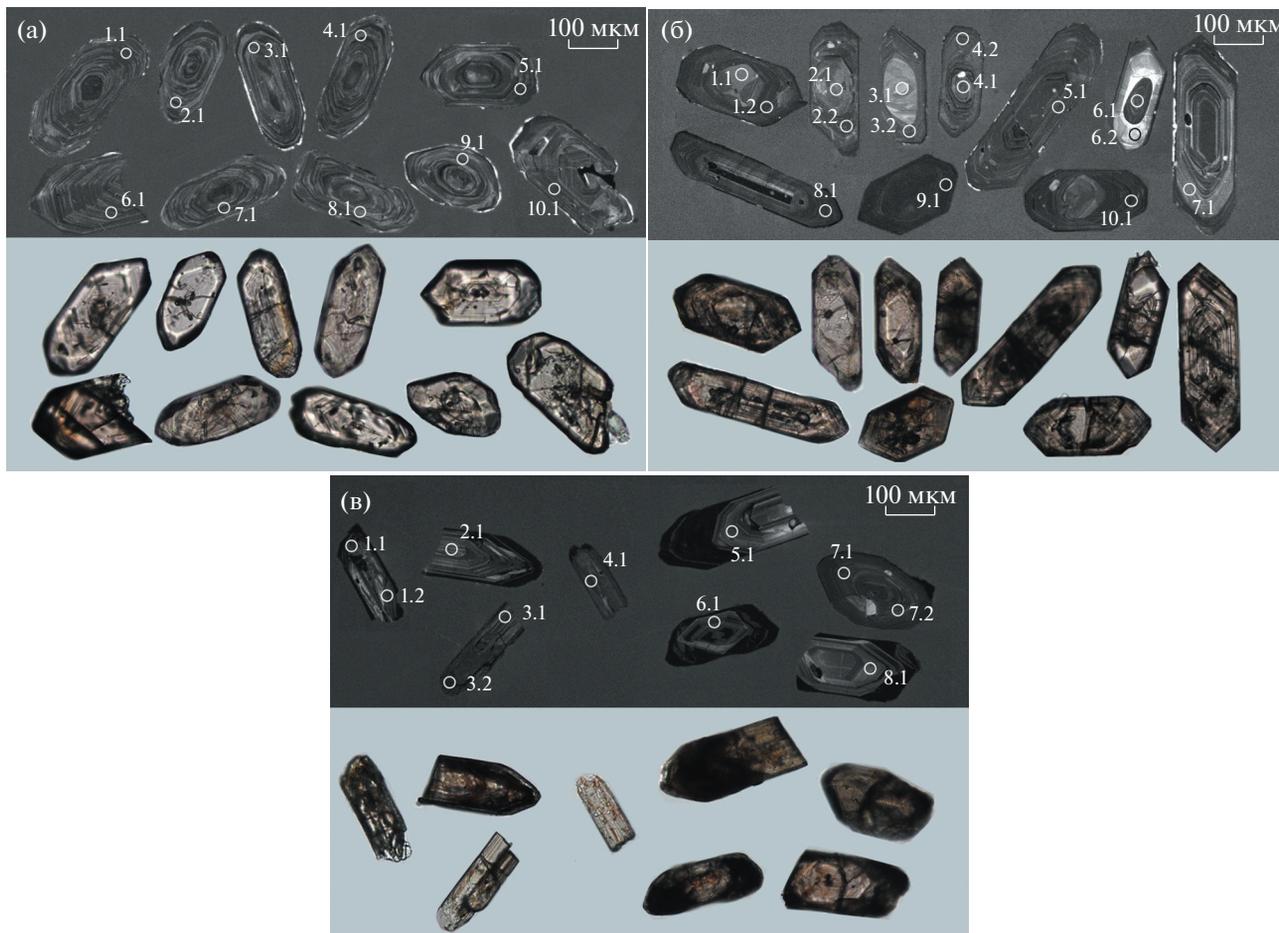


Рис. 9. Оптическое и катодолуминесцентное изображение исследуемых цирконов. Массивы: (а) – Чалкинский, обр. 660, (б) – Шуйский, обр. 650а, (в) – Няльмозерский, обр. 676–678.

гранодиориты схожи с породами Хаутаваарского и Чалкинского массивов (рис. 8).

Монцолейкограниты *Няльмозерского массива* отбирались в его юго-западной части и в районе оз. Няльмозеро. Они представляют собой высококремнистые породы ($SiO_2 = 73.14–73.47$ мас. %) с повышенным содержанием щелочей (8.36–9.05 мас. %) и относятся к натриевой серии ($Na_2O/K_2O > 1$). Монцолейкограниты отличаются от гранитоидов предыдущих трех массивов меньшим количеством TiO_2 , MgO и P_2O_5 (рис. 6), $Mg\# < 0.50$.

Монцолейкограниты имеют низкие концентрации Cr (20–33 ppm), Ni (17–24 ppm), Ti, V и умеренные Ba (1330–1653 ppm) и Sr (362–514 ppm), от гранитоидов Хаутаваарского, Чалкинского и Шуйского массивов отличаются низкими содержаниями V, Zr, Nb и Y (рис. 7).

Породы характеризуются резко фракционированными спектрами распределения редких земель ($(La/Yb)_n = 36–85$) при низком их суммарном содержании (45–99 ppm) и обеднением тяжелыми элементами (рис. 8).

U-Pb ИЗОТОПНАЯ ГЕОХРОНОЛОГИЯ ЦИРКОНА

Возраст пород различных магматических фаз *Хаутаваарского массива* был определен U-Pb методом по циркону и опубликован в работах (Vibikova et al., 2005; Stepanova et al., 2014; см. выше).

Из кварцевых диоритов *Чалкинского массива* выделены светло-коричневые призматические цирконы и их обломки (обр. 660) с различной степенью огранки и внутренней тонкой осциляторной зональностью (рис. 9а). Размер зерен 200–300 мкм. Отношение $^{232}Th/^{238}U$ варьирует от 0.56 до 0.79 и отвечает магматическим цирконам.

На диаграмме $^{206}Pb/^{238}U - ^{207}Pb/^{235}U$ (рис. 10) по десяти точкам получен конкордантный возраст 2739.1 ± 6.9 млн лет (СКВО = 0.57), что соответствует времени кристаллизации кварцевых диоритов Чалкинского массива. Данное значение согласуется с ранее установленным возрастом классическим методом – 2745 ± 5 млн лет (Овчинникова и др., 1994).

В гранодиоритах *Шуйского массива* преобладают светло-коричневые полупрозрачные коротко- и удлиненно-призматические цирконы (обр. 650а) с хорошей огранкой и осциляторной зональностью различной степени сохранности (рис. 9б). Длина кристаллов 200–400 мкм. В ряде цирконов при катодолуминесцентном изучении выявлены более светлые ядра с отчетливой магматической секториальной зональностью и кристаллографической формой (зерна № 1, 2, 3, 10). Часть кристаллов имеют реликтовую осциляторную зональность и однородное строение.

По 10 кристаллам циркона проведено 15 локальных измерений изотопных концентраций, в том числе по ядерным и краевым частям зерен, и рассчитаны их отношения (табл. 2). Диапазон вариаций отношения $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ от 0.50 до 0.83. Наиболее древнее значение возраста, 2863 ± 31 млн лет, определено по зерну циркона № 7, что соответствует времени формирования субвулканических даек риолит-порфиров 2862 ± 45 млн лет (Овчинникова и др., 1994). Данное зерно, вероятно, является ксеногенным и исключено из рассмотрения. Полученные значения возрастов на диаграмме Аренса–Везерилла имеют некоторый разброс (рис. 10). Шесть точек образуют компактный конкордантный кластер ($-1 < D < 1$), соответствующий возрасту 2745 ± 10 млн лет, СКВО конкордантности 0.047, вероятность конкордантности 0.83. Три результата анализа (ядро и оболочка зерна № 4, ядро зерна № 6) дискордантны и располагаются ниже конкордии ($19 < D < 42$). Отклонение значений от конкордии связаны с потерей радиогенного Pb. Пять точек (ядро зерна № 2, оболочки зерен № 1, 3, 5 и 10) являются субконкордантными ($4 < D < 6$). Все рассчитанные значения возрастов располагаются на линейном тренде (дискордии), что подразумевает когенетичность исследуемых цирконов. Верхнее пересечение дискордии с конкордией составляет 2745.7 ± 7.6 млн лет (СКВО = 0.83), нижнее пересечение имеет высокую ошибку.

Исследование цирконов гранодиоритов *Шуйского массива* показали, что большинство ядер не несут ксеногенной природы (не имеют древних значений возраста и обладают хорошо сохранившейся кристаллографической формой). Возможным механизмом их формирования являлось поднятие кристаллизующейся магмы, инициировавшее частичное плавление уже сформированных кристаллов с обрастанием их новыми каймами в условиях более низкого давления. Проанализированные ядра и оболочки зерен имеют согласованные значения возраста. Ядро зерна № 6, в отличие от других кристаллов, характеризуется эллипсоидальной формой и, возможно, является унаследованным. Тем не менее рассчитанное значение возраста в точке 6.1 лежит на дискордии, что предполагает полное переуравновешивание U–Pb системы.

Цирконы из монцолейкогранитов *Няльмозерского массива* представлены прозрачными и полупрозрачными призматическими кристаллами различного размера и их обломками (обр. 676–678; рис. 9в). Длина зерен 155–290 мкм. Цирконы в катодолуминесцентном изображении характеризуются грубой зональностью. Отношение $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ составляет 0.21–0.75. По цирконам из Няльмозерского массива проведено 11 локальных измерений изотопных концентраций. Из рассмотрения исключена точка 3.2 (край зерна) по причине очень высокого содержания U ($^{232}\text{Th}/^{238}\text{U} = 0.01$) и повышенной концентрации радиогенного Pb, рассчитанный конкордантный возраст имеет более молодое значение и отклоняется от точки пересечения дискордии с конкордией.

На диаграмме с конкордией полученные значения возрастов имеют некоторый разброс (рис. 10). Четыре точки обладают высокой степенью дискордантности ($10 < D < 22$) изотопных отношений, три субконкордантны ($2 < D < 3$) и три лежат на конкордии. Линия регрессии, построенная для всех рассчитанных значений, имеет верхнее пересечение конкордии, отвечающее возрасту 2740.9 ± 9.4 млн лет (СКВО = 0.84). По фигуративным точкам, лежащим на конкордии (3 эллипса), определено значение возраста -2737 ± 13 млн лет (СКВО = 0.048, степень конкордантности 0.83). Средневзвешенное значение возраста, рассчитанное по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ составляет 2739.3 ± 8.3 млн лет (рис. 11).

Sm-Nd ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ

Породы *Хаутаваарского массива* имеют значения $\epsilon_{\text{Nd}}(2.74)$ от +0.1 до +1.1 (Лобач-Жученко и др., 2000; Kovalenko et al., 2005 и данные, предоставленные Егоровой Ю.С.). Близкая к 0 величина ϵ_{Nd} предполагает, что источник расплава мог представлять собой результат смешения деплетированного мантийного и корового субстратов. Некоторые образцы монцогранитов второй фазы обладают более радиогенным изотопным составом неодама (ϵ_{Nd} до +1.1). Модельный возраст пород $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) \sim 3$ млрд лет.

Для кварцевых диоритов *Чалкинского массива* $\epsilon_{\text{Nd}}(2.74)$ составляет +0.4 (табл. 3). Ранее для этого же массива было получено значение $\epsilon_{\text{Nd}}(2.74)$, равное -1.3 (Kovalenko et al., 2005).

Гранодиориты *Шуйского массива* обладают отрицательным значением $\epsilon_{\text{Nd}}(2.74) = -2.8$, что соответствует коровому источнику. Модельный возраст ($T_{\text{Nd}}(\text{DM})$), рассчитанный по модели (Goldstein, Jacobsen, 1988), составляет 3.2 млрд лет.

Монцолейкограниты Няльмозерского массива также имеют отрицательное значение $\epsilon_{\text{Nd}}(2.74) = -1.0$ и $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 3.1$ млрд лет.

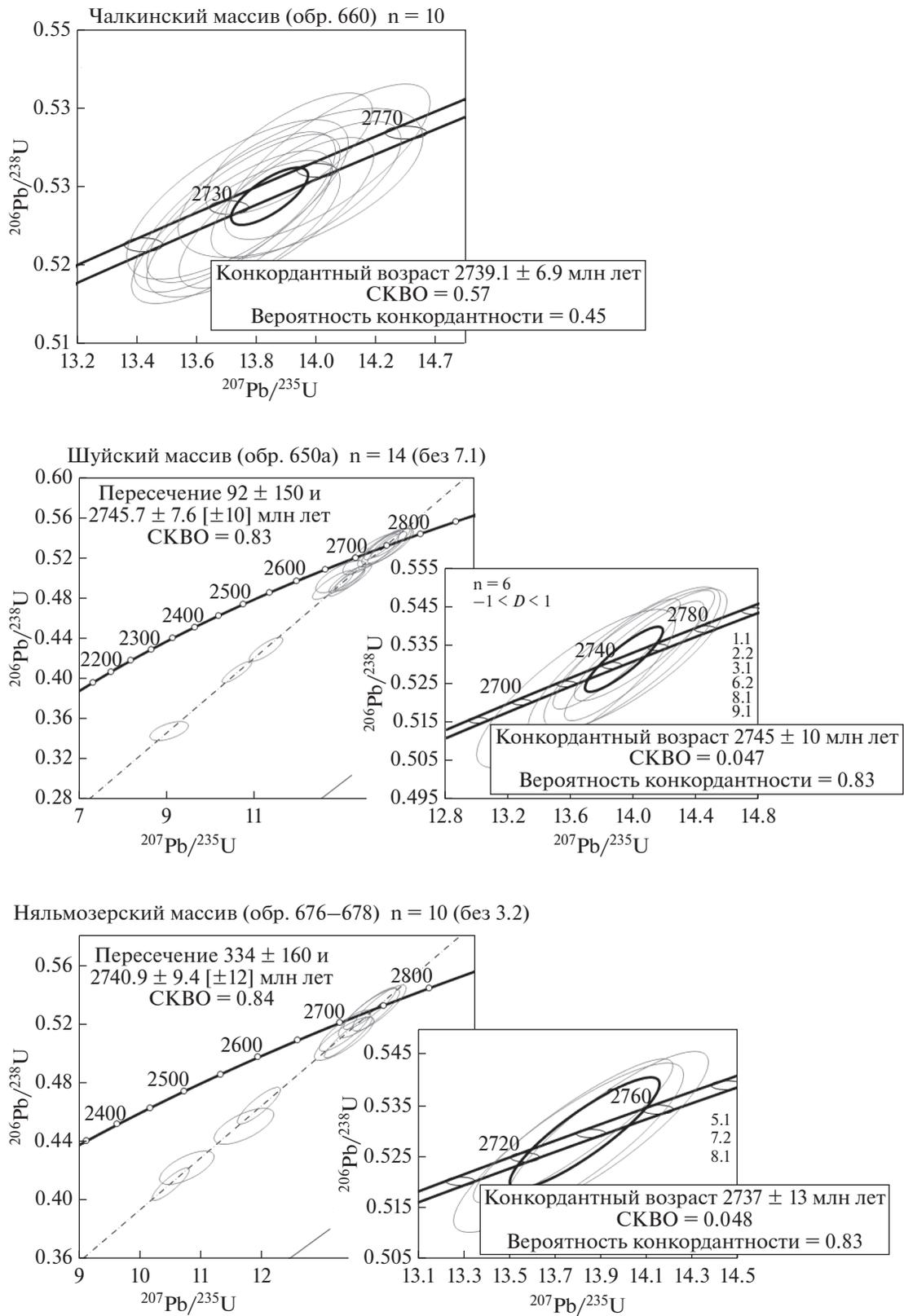


Рис. 10. Диаграммы Аренса–Везерилла с конкордией и эллипсами ошибок для определения возраста цирконов из гранитоидных массивов Хаутаваарской структуры. Эллипсы и конкордантные значения возраста приведены с погрешностью 2σ .

Таблица 2. Результаты U-Rb изотопного исследования цирконов из гранитоидов Хаутаваарской структуры

Зерно-точка	$^{206}\text{Pb}_c, \%$	Соержания, мкг/г		$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$, мкг/г	Возраст $\pm 1\sigma$, млн лет		$D, \%$	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$ $\pm \%$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ $\pm \%$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ $\pm \%$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ $\pm \%$	КК
		U	Th			$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$						
Чалкинский массив (обр. 660, кварцевый диорит)													
1.1	0.03	155	95	0.63	71.2	2755 \pm 17	2751 \pm 11	0	1.876 \pm 0.8	0.191 \pm 0.6	14.04 \pm 1.0	0.5331 \pm 0.8	0.8
2.1	0.02	168	104	0.64	76.1	2727 \pm 16	2752 \pm 10	1	1.899 \pm 0.7	0.1911 \pm 0.6	13.87 \pm 1.0	0.5266 \pm 0.7	0.8
3.1	0.12	171	95	0.58	77.6	2730 \pm 16	2736 \pm 10	0	1.897 \pm 0.7	0.1893 \pm 0.6	13.76 \pm 1.0	0.5272 \pm 0.7	0.8
4.1	0.04	152	83	0.56	68.4	2719 \pm 15	2744 \pm 11	1	1.906 \pm 0.7	0.1902 \pm 0.7	13.76 \pm 1.0	0.5246 \pm 0.7	0.7
5.1	0.02	205	131	0.66	94.3	2759 \pm 13	2732 \pm 9	-1	1.872 \pm 0.6	0.1889 \pm 0.6	13.91 \pm 0.8	0.5341 \pm 0.6	0.7
6.1	0.05	150	91	0.63	68	2728 \pm 18	2734 \pm 11	0	1.899 \pm 0.8	0.189 \pm 0.7	13.73 \pm 1.0	0.5267 \pm 0.8	0.8
7.1	0.05	159	118	0.76	71.7	2719 \pm 17	2738 \pm 11	1	1.906 \pm 0.8	0.1896 \pm 0.6	13.72 \pm 1.0	0.5248 \pm 0.8	0.8
8.1	0.09	113	76	0.69	51.3	2734 \pm 17	2731 \pm 13	0	1.893 \pm 0.8	0.1887 \pm 0.6	13.74 \pm 1.1	0.5283 \pm 0.8	0.7
9.1	0.10	129	80	0.64	58.8	2743 \pm 16	2749 \pm 16	0	1.885 \pm 0.7	0.1908 \pm 1.0	13.95 \pm 1.2	0.5304 \pm 0.7	0.6
10.1	0.03	158	120	0.79	71.8	2740 \pm 15	2753 \pm 11	1	1.888 \pm 0.7	0.1913 \pm 0.7	13.97 \pm 0.9	0.5295 \pm 0.7	0.7
Шуйский массив (обр. 650а, гранодиорит)													
1.1	0.08	76	60	0.83	34.5	2748 \pm 30	2752 \pm 16	0	1.882 \pm 1.4	0.1912 \pm 1.0	14.01 \pm 1.7	0.5314 \pm 1.4	0.819
1.2	0.57	173	95	0.57	73.5	2585 \pm 26	2723 \pm 13	5	2.027 \pm 1.2	0.1878 \pm 0.8	12.77 \pm 1.5	0.4932 \pm 1.2	0.189
10.1	0.24	226	149	0.68	97.3	2616 \pm 24	2756 \pm 11	5	1.998 \pm 1.1	0.1916 \pm 0.7	13.22 \pm 1.3	0.5005 \pm 1.1	0.192
2.1	2.34	146	94	0.67	64.3	2620 \pm 28	2719 \pm 20	4	1.995 \pm 1.3	0.1874 \pm 1.2	12.95 \pm 1.8	0.5013 \pm 1.3	0.187
2.2	0.05	232	137	0.61	106	2762 \pm 25	2748 \pm 10	-1	1.869 \pm 1.1	0.1907 \pm 0.6	14.07 \pm 1.3	0.5349 \pm 1.1	0.191
3.1	0.03	71	48	0.69	32.5	2744 \pm 34	2746 \pm 16	0	1.884 \pm 1.5	0.1905 \pm 1.0	13.94 \pm 1.8	0.5307 \pm 1.5	0.190
3.2	0.27	237	139	0.61	102	2608 \pm 24	2744 \pm 10	5	2.005 \pm 1.1	0.1903 \pm 0.6	13.08 \pm 1.3	0.4986 \pm 1.1	0.190
4.1	5.61	354	232	0.68	112	1925 \pm 18	2729 \pm 26	42	2.874 \pm 1.1	0.1885 \pm 1.6	9.04 \pm 2.0	0.3479 \pm 1.1	0.188
4.2	0.60	280	154	0.57	98.4	2199 \pm 21	2732 \pm 11	24	2.46 \pm 1.1	0.1888 \pm 0.7	10.58 \pm 1.3	0.4065 \pm 1.1	0.189
5.1	0.04	257	125	0.50	109	2595 \pm 25	2754 \pm 9	6	2.018 \pm 1.1	0.1913 \pm 0.6	13.08 \pm 1.3	0.4956 \pm 1.1	0.191
6.1	1.12	264	157	0.62	98.3	2302 \pm 21	2742 \pm 13	19	2.331 \pm 1.1	0.1899 \pm 0.8	11.24 \pm 1.4	0.4291 \pm 1.1	0.190
6.2	0.07	75	40	0.55	33.9	2715 \pm 35	2732 \pm 17	1	1.909 \pm 1.6	0.1888 \pm 1.0	13.63 \pm 1.9	0.5237 \pm 1.6	0.189
8.1	0.07	232	150	0.67	106	2745 \pm 26	2753 \pm 10	0	1.883 \pm 1.2	0.1913 \pm 0.6	14 \pm 1.3	0.5309 \pm 1.2	0.191
9.1	0.04	284	214	0.78	130	2753 \pm 25	2734 \pm 9	-1	1.877 \pm 1.1	0.1891 \pm 0.5	13.89 \pm 1.2	0.5327 \pm 1.1	0.189
7.1	0.04	98	56	0.59	47.1	2863 \pm 31	2867 \pm 14	0	1.788 \pm 1.3	0.2051 \pm 0.9	15.81 \pm 1.6	0.5592 \pm 1.3	0.205
Няльмозерский массив (обр. 676-678, монцолейкогранит)													
3.1	0.70	394	287	0.75	140	2217 \pm 20	2702 \pm 10	22	2.436 \pm 1.1	0.1854 \pm 0.6	10.5 \pm 1.2	0.4105 \pm 1.1	0.9
1.1	4.53	253	57	0.23	96.1	2268 \pm 22	2701 \pm 21	19	2.371 \pm 1.1	0.1853 \pm 1.3	10.77 \pm 1.7	0.4217 \pm 1.1	0.7
1.2	2.17	231	48	0.21	91.1	2394 \pm 23	2732 \pm 21	14	2.223 \pm 1.1	0.1889 \pm 1.3	11.71 \pm 1.7	0.4498 \pm 1.1	0.7
6.1	0.66	290	122	0.43	116	2457 \pm 22	2714 \pm 10	10	2.155 \pm 1.1	0.1868 \pm 0.6	11.95 \pm 1.2	0.4640 \pm 1.1	0.9
2.1	0.23	120	55	0.47	52.7	2655 \pm 27	2743 \pm 13	3	1.962 \pm 1.2	0.1901 \pm 0.8	13.36 \pm 1.5	0.5096 \pm 1.2	0.8
7.1	0.17	353	222	0.65	155	2658 \pm 24	2748 \pm 8	3	1.959 \pm 1.1	0.1907 \pm 0.5	13.42 \pm 1.2	0.5104 \pm 1.1	0.9
4.1	0.83	245	156	0.66	109	2678 \pm 24	2728 \pm 11	2	1.942 \pm 1.1	0.1883 \pm 0.7	13.37 \pm 1.3	0.5150 \pm 1.1	0.9
3.2	0.03	1549	11	0.01	687	2683 \pm 21	2702 \pm 4	1	1.938 \pm 1.0	0.18544 \pm 0.2	13.2 \pm 1.0	0.5161 \pm 1.0	1.0
8.1	0.06	128	38	0.31	57.9	2728 \pm 29	2737 \pm 13	0	1.898 \pm 1.3	0.1895 \pm 0.8	13.76 \pm 1.5	0.5268 \pm 1.3	0.9
7.2	0.06	243	127	0.54	111	2742 \pm 25	2729 \pm 9	0	1.886 \pm 1.1	0.1885 \pm 0.5	13.78 \pm 1.3	0.5302 \pm 1.1	0.9
5.1	0.16	160	53	0.34	72.8	2743 \pm 26	2746 \pm 11	0	1.886 \pm 1.2	0.1905 \pm 0.7	13.93 \pm 1.3	0.5303 \pm 1.2	0.9

Примечание. Погрешности $\pm 1\sigma$, Pb_c и Pb^* — обыкновенный и радиогенный свинец соответственно, коррекция по ^{204}Pb , D — дисбалансность; $D = 100 \times [\text{возраст}(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})/\text{возраст}(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})]$, КК — коэффициент корреляции между ошибками определения изотопных отношений $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные данные позволяют обсудить возрастные и генетические соотношения неоархейских гранитоидов Хаутаваарской структуры, а также вопросы источников и тектонической обстановки зарождения их материнских расплавов.

U-Pb геохронология циркона и возрастная корреляция гранитоидных массивов Хаутаваарской структуры

Данные по U-Pb изотопному датированию циркона из различных по составу гранитоидов дополняют результаты предшествующих исследований Хаутаваарской структуры.

Хаутаваарский массив санукитоидов, расположенный в центральной части Хаутаваарской структуры, является наиболее изученным опорным объектом, для которого монцодиориты и граносиениты разных фаз внедрения, отобранные в различных частях массива, датированы ID-TIMS (Stepanova et al., 2014) и SIMS (Bibikova et al., 2005) методами. Полученные результаты в интервале 2735–2743 млн лет являются надежно обоснованным возрастом внедрения этого полифазного массива санукитоидов.

Чалкинский массив диоритов санукитоидной серии, расположенный в северо-западном обрамлении Хаутаваарской структуры, возраст которого составляет 2739 ± 7 млн лет (U-Pb датирование по циркону, SHRIMP-II), как и ранее определенный классическим методом – 2745 ± 5 млн лет (Овчинникова и др., 1994), совпадает с возрастом диоритов смежного Хаутаваарского массива санукитоидов.

Шуйский тоналит-гранодиоритовый массив в юго-восточном обрамлении Хаутаваарской структуры рассматривался ранее как возможный представитель значительно более ранней тоналит-трондьемит-гранодиоритовой серии гранитоидов с возрастом около 2.85 млрд лет (Кулешевич и др., 2009). Проведенное U-Pb изотопное датирование циркона из образца гранодиорита этого массива надежно определяет его возраст 2745 млн лет, что синхронно с формированием Хаутаваарского и

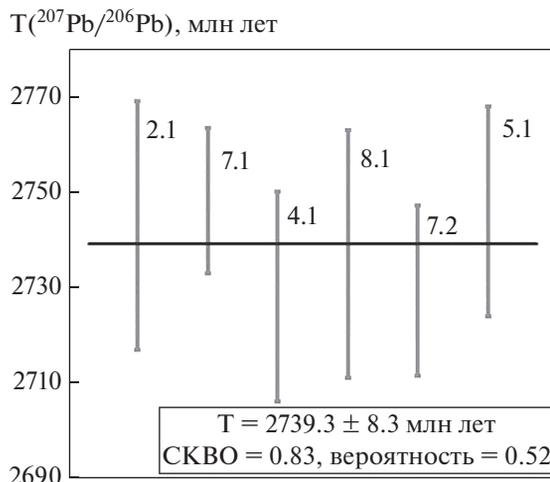


Рис. 11. Средневзвешенный $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст для цирконов Няльмозерского массива.

Чалкинского массивов санукитоидов. Обнаруженное в популяции циркона одно более древнее зерно с возрастом по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 2863$ млн лет, вероятно, было захвачено гранодиоритовой магмой из вмещающих вулканитов или ТТГ-гранитоидов Хаутаваарской структуры.

Няльмозерский массив в северо-восточном обрамлении Хаутаваарской структуры рассматривался как типичный представитель более молодых лейкогранитов, датированных в других участках Карельского кратона – 2.70–2.68 млрд лет (Höltta et al., 2012; Чекулаев и др., 2020). По результатам проведенных исследований, большинство зерен циркона из лейкогранита этого массива имеют возраст 2741 млн лет, который, вероятно, фиксирует возраст породы и перекрывается с возрастными остальными гранитоидных массивов Хаутаваарской структуры. Одна аналитическая точка в краевой части зерна с более молодым возрастом по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 2702$ млн лет имеет очень высокие концентрации урана и радиогенного свинца и,

Таблица 3. Sm-Nd изотопные данные для гранитоидов Хаутаваарской структуры

Номер образца	T_{Zr} , млн лет	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	\pm	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$
Чалкинский массив (кварцевый диорит, диорит)								
660	2739	6.93	43.79	0.0957	0.510834	2	0.4	2.97
Шуйский массив (гранодиорит)								
650a	2745	4.39	24.28	0.1094	0.510913	3	-2.8	3.25
Няльмозерский массив (монцолейкогранит)								
676	2737	1.35	8.61	0.0945	0.510744	4	-1.0	3.06

Примечание. T_{Zr} – возраст по данным U-Pb датирования цирконов. $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ – модельный возраст по отношению к деплетированной мантии (Goldstein, Jacobsen, 1988).

возможно, отражает нарушение U-Pb системы изученного циркона.

Таким образом, проведенные геохронологические исследования показывают, что в Хаутаваарской структуре около 2.74 млрд лет одновременно с санукитоидными массивами внедрялись небольшие интрузивы гранитоидов тоналит-гранодиоритового и лейкогранитового состава. Установленный возрастной интервал 2735–2745 млн лет этого гранитного магматизма на юге Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса дополняет общую закономерность более молодого гранитоидного магматизма в западной части Карельского кратона, где санукитоиды и разнообразные по составу граниты датированы более молодыми возрастами в интервале 2.72–2.68 млрд лет (Höltta et al., 2012; Чекулаев и др., 2020), по сравнению с более древним возрастом гранитоидного магматизма на востоке Карельского кратона в обрамлении Ведлозерского домена.

Генетическая взаимосвязь гранитоидов Хаутаваарской структуры

Полученные данные о неразлично близком возрасте внедрения всех изученных гранитоидных массивов Хаутаваарской структуры и новые петрографические, геохимические и изотопные данные дают основание обсудить вопрос возможной генетической взаимосвязи их материнских магм.

Происхождение различных по составу гранитоидов и их генетическая взаимосвязь наиболее активно обсуждаются для полифазных санукитоидных массивов, таких как Хаутаваарский, в составе которого совмещены диориты и монцограниты.

Образование мафических пород санукитоидных серий все исследователи связывают с плавлением мантийного источника, претерпевшего метасоматическую переработку кислыми расплавами (Rapp et al., 1999, 2010; Martin et al., 2009; Самсонов и др., 2004; Ларионова и др., 2007) или водным и/или карбонатным флюидом (Lobach-Zhuchenko et al., 2008; Mikkola et al., 2011). Для Хаутаваарского и Чалкинского массивов такой механизм хорошо объясняет геохимические особенности диоритов, которые одновременно имеют высокие содержания Sr и Ni, что указывает на мантийный источник магм, и необычно высокие для мантийных расплавов концентрации Ba, Sr, высокозарядных и легких редкоземельных элементов.

Образование кислых пород санукитоидных серий, в том числе и Карельского кратона, многими исследователями связывается с кристаллизационной дифференциацией более мафических магм (Stern, Hanson, 1991; Самсонов и др., 2004; Lobach-Zhuchenko et al., 2005, 2008), реже – с про-

цессами смешения мантийных мафических магм и коровых гранитных расплавов (Laurent et al., 2014 и ссылки в этой работе). В Хаутаваарском массиве кварцевые диориты и монцограниты обладают геохимическими особенностями санукитоидных серий, такими как повышенные концентрации Ba, Sr и высокозарядных элементов, и могут рассматриваться как продукты дифференциации более мафических санукитоидных магм. Это согласуется также с радиогенным изотопным составом неодима в монцогранитах и сиенитах ($\epsilon_{Nd}(T)$ = от 0.08 до 0.61: Kovalenko et al., 2005), который сопоставим с изотопным составом неодима в мафических породах ($\epsilon_{Nd}(T)$ = от 0.08 до 0.74: Kovalenko et al., 2005 и настоящая работа) и не предполагает значимой добавки более древнего корового материала.

Монцограниты Хаутаваарского интрузива имеют геохимические особенности, которые отличают их от большинства санукитоидов Карельского и других кратонов. Так, во многих двухфазных санукитоидных массивах переход от мафических фаз к кислым сопровождается снижением концентраций тяжелых REE при неизменном содержании Al_2O_3 , что связывается с фракционированием роговой обманки при подчиненной роли плагиоклаза в кумулюсной ассоциации и указывает на повышенную концентрацию воды в санукитоидных расплавах (Stern et al., 1989; Самсонов и др., 2004). Напротив, в Хаутаваарском массиве монцограниты, по сравнению с диоритами, имеют близкие содержания тяжелых REE, но более низкие концентрации Al_2O_3 (рис. 6, 8, табл. 1). Это предполагает присутствие в кумулюсной ассоциации плагиоклаза и отсутствие роговой обманки и может указывать на сравнительно “сухой” характер санукитоидных расплавов Хаутаваарского массива (Stern et al., 1989).

Гранодиориты и тоналиты Шуйского массива по многим особенностям состава аналогичны близким по содержанию SiO_2 гранитоидам Хаутаваарского санукитоидного интрузива, но отличаются более низкой концентрацией высокозарядных и редкоземельных элементов и низкой величиной $\epsilon_{Nd}(T) = -2.8$, что указывает на разные источники расплавов. Низкорadiогенный изотопный состав неодима и находка древнего унаследованного циркона свидетельствуют, что гранодиориты Шуйского массива образовались при плавлении древнего корового источника ($T_{Nd}(DM) = 3.25$ млрд лет, табл. 3). Отмеченная голубая окраска кварца в гранодиоритах Шуйского комплекса может быть связана с присутствием в нем микровключений рутила за счет исходно повышенной концентрации титана в магматическом кварце (Savko et al., 2019). Последнее может свидетельствовать о высоких температурах гранодиоритового расплава (Wark, Watson, 2006), причиной появления кото-

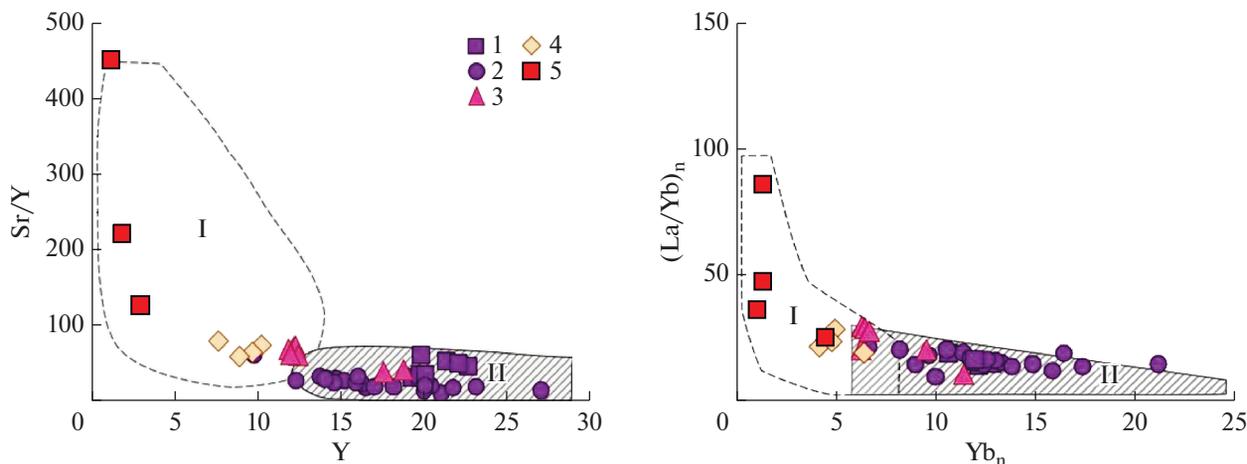


Рис. 12. Диаграммы Sr/Y–Y и (La/Yb)_n–Yb_n для гранитоидов Хаутаваарской структуры. Массивы: 1, 2 – Хаутаваарский (1 – первая фаза, 2 – вторая фаза), 3 – Чалкинский, 4 – Шуйский, 5 – Няльмозерский. Поля: I – адakitы, II – известково-щелочная серия островных дуг по (Zhang et al., 2019).

рых в коре могли быть разновозрастные мафические санукитоидные расплавы. На возможный вклад мафических санукитоидных магм в петрогенезис гранодиоритов Шуйского массива указывают также повышенные концентрации в них никеля и хрома (табл. 1, рис. 7).

Лейкограниты Няльмозерского массива контрастно выделяются по всем геохимическим и изотопным характеристикам и представляют, очевидно, самостоятельную генетическую группу гранитоидов. Отрицательная величина $\epsilon_{Nd}(T) = -0.9$ указывает на коровый источник расплава с длительной предысторией ($T_{Nd}(DM) = 3.06$ млрд лет, табл. 3). Очень низкие концентрации и сильно нефракционированные спектры тяжелых REE свидетельствуют об образовании лейкогранитового расплава в равновесии с гранатосодержащим реститом, что предполагает глубины более 15–20 км (Gao et al., 2016). Граниты с близкими характеристиками в полосе Ведлозерско-Сегозерского пояса известны также в тесной ассоциации с санукитоидами Бергаульского массива (Ларионова и др., 2007).

Таким образом, в районе Хаутаваарской структуры одновременно около 2.74 млрд лет назад внедрялись кислые расплавы, сформированные из разных литосферных источников, включая метасоматизированную мантию и разные уровни коры.

Источники и тектоническая обстановка образования гранитоидных массивов Хаутаваарской структуры

Обсуждаемые для санукитоидов петрогенетические модели с зарождением исходных расплавов при плавлении метасоматизированного мантийно-

го источника сближает условия образования этих пород с островодужными обстановками, где магматизм связан с надсубдукционной метасоматической переработкой и плавлением мантийного клина (Stevenson et al., 1999). Это наглядно иллюстрируют геохимические диаграммы Sr/Y–Y и La/Yb–Yb, на которых фигуративные точки санукитоидов располагаются в поле известково-щелочных вулканитов островных дуг (рис. 12).

По минеральному составу и ряду петрогеохимических особенностей гранитоиды Хаутаваарской структуры наиболее близки к гранитам I-типа (рис. 13). Индекс глиноземистости (A/CNK) в породах варьирует в пределах от 0.7 до 1.1. Санукитоиды, имеющие специфический состав, одновременно могут обладать характеристиками разных геохимических типов гранитов. Высокие содержания высокочarged элементов (Zr, Y, Nb) в гранитоидах Хаутаваарского массива (рис. 7) являются характерной чертой A-гранитов, однако при этом породы обогащены литофильными элементами (Ba, Sr), что им не свойственно. На дискриминационных диаграммах Дж. Пирса точки составов гранитоидов Хаутаваарской структуры располагаются преимущественно в поле гранитов островных дуг (рис. 13).

Обособленная тектоническая и возрастная позиция санукитоидов в истории всех неоархейских ГЗО, включая Карельскую, служит основанием для их отнесения к постсубдукционным обстановкам, а образование их мантийного источника связывается с эпизодами предшествовавшего надсубдукционного метасоматоза при образовании ТТГ-гранитоидов (Самсонов и др., 2004; Kovalenko et al., 2005; Ларионова и др., 2007; Lobach-Zhuchenko et al., 2008; Hölfta et al., 2012). Особенности эволюции Хаутаваарской структуры и характеристики гра-

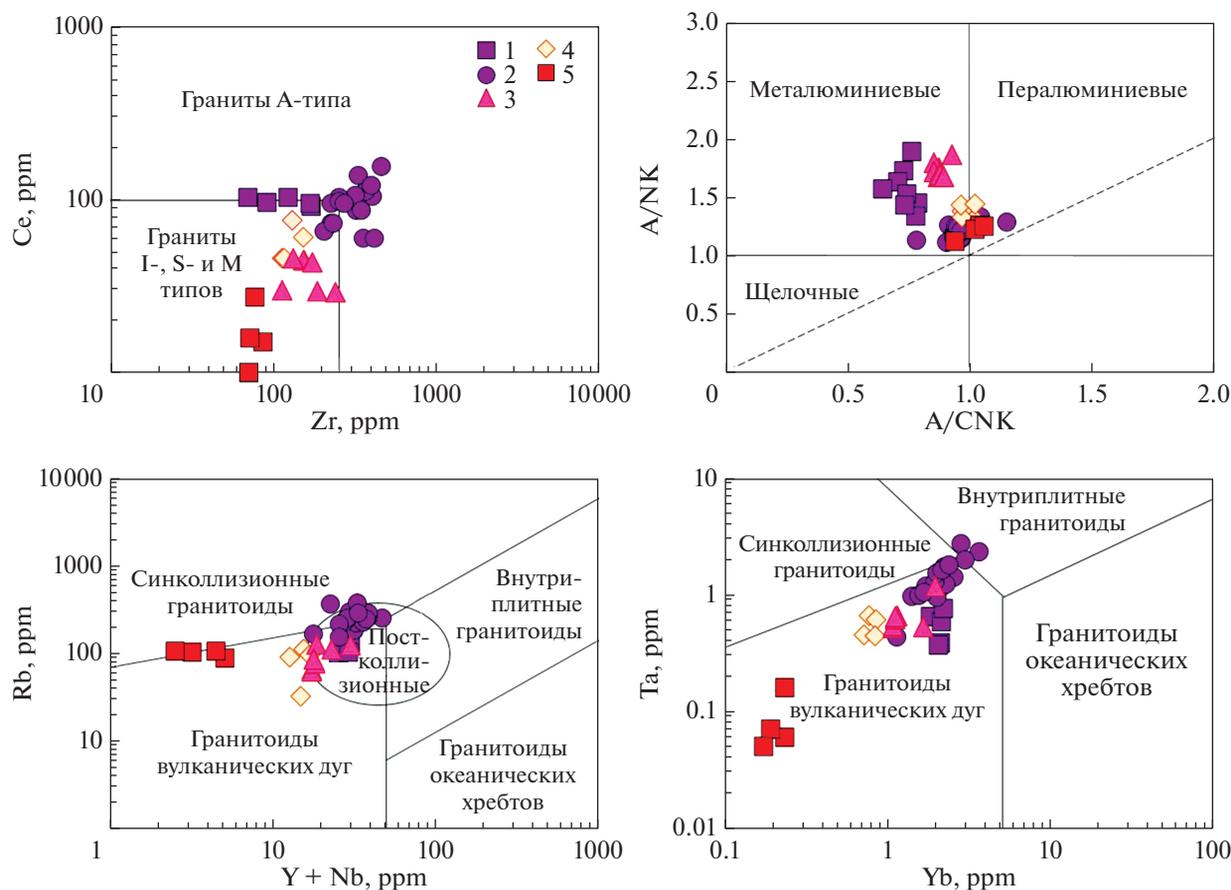


Рис. 13. Дискриминационные диаграммы Ce–Zr по (Whalen et al., 1987), A/NK–A/CNK по (Maniar, Piccoli, 1989) и Rb–(Y + Nb), Ta–Yb по (Pearse, 1996) для гранитоидов Хаутаваарской структуры. Массивы: 1, 2 – Хаутаваарский (1 – первая фаза, 2 – вторая фаза), 3 – Чалкинский, 4 – Шуйский, 5 – Няльмозерский.

нитоидов ее обрамления хорошо согласуются с такой тектонической моделью.

Согласно имеющимся данным, Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс формировался в интервале времени 3.04–2.85 млрд лет в ходе аккреционных и надсубдукционных процессов на краю палеоархейского Ведлозерского домена континентальной коры. В истории формирования пояса по результатам изучения отдельных его структур выделяется два главных этапа (Светов, Светова, 2011; Светов и др., 2006). Первый этап 3.05–2.90 млрд лет представлен базальт-андезит-дацит-риолитовой и коматитит-базальтовой вулканогенными ассоциациями, формирование которых, возможно, происходило в обстановке океанической островной дуги с последующей аккрецией на край Ведлозерского домена. Энциматическую обстановку формирования ассоциаций первого этапа с небольшой добавкой древней коры иллюстрирует диаграмма $\epsilon_{Nd}(T)$ –T, на которой все точки магматических пород этого этапа образуют самостоятельное поле и располагаются вне области эволюции изотопного состава неодима в палеоархей-

ских ТТГ-гнейсах смежного Ведлозерского домена (рис. 14).

Второй этап, 2.90–2.85 млрд лет, представлен вулканитами дацит-риолитовой ассоциации, образование которой было связано с обстановкой активной окраины на неоднородной по возрасту коре, включавшей палеоархейские ТТГ-гнейсы Ведлозерского домена и мезоархейские островодужные комплексы первого этапа. Такая тектоническая обстановка обеспечивала поступление вулканитов с очень широкими вариациями первичного изотопного состава неодима, вплоть до источников с эоархейской коровой предысторией (рис. 14).

Вариации изотопно-геохимических характеристик неоархейских гранитоидов 2.74 млрд лет, вероятно, отражают изотопно-геохимическую гетерогенность литосферы, сформированную в ходе предшествующих разновременных мезоархейских событий. Точки составов санукитоидов Хаутаваарского и Чалкинского массивов, а также санукитоидов других структур Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса имеют ювениль-

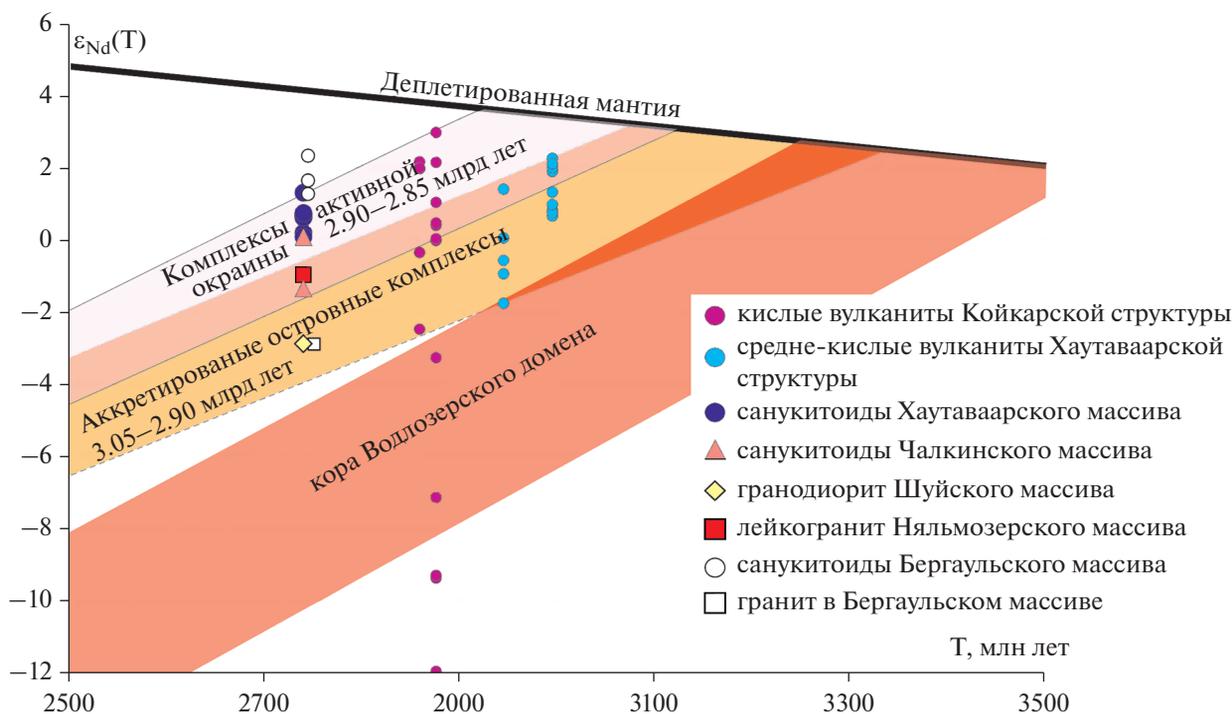


Рис. 14. Диаграмма $\epsilon_{Nd}(T)$ – T для пород Водлозерского домена (Куликов и др., 1990; Лобач-Жученко и др., 2000; Puchtel et al., 2016), вулканитов Водлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса по данным (Овчинникова и др., 1994; Samsonov et al., 1996; Светов и др., 2006; Гоголев и др., 2018), посттектонических гранитоидов Хаутаваарской структуры (Лобач-Жученко и др., 2000; Kovalenko et al., 2005; настоящая работа) и Бергаульского массива (Ларионова и др., 2007). Выделенные поля эволюции изотопного состава неодаима для комплексов пород Водлозерско-Сегозерского пояса обсуждаются в тексте. Деплетированная мантия по (Goldstein, Jacobsen, 1988).

ный изотопный состав неодаима, и их зарождение, вероятно, было связано с плавлением мантийного источника, претерпевшего метасоматическую переработку в ходе второго этапа формирования зеленокаменного пояса (рис. 14). Напротив, гранодиориты Шуйского комплекса, лейкограниты Няльмозерского массива и их аналоги в Бергаульской структуре могли образоваться за счет плавления коры с возрастом 3.05–2.90 млрд лет с изотопно-геохимическими характеристиками первой более древней ассоциации (рис. 14).

Вопрос о возможных геодинамических причинах, которые инициировали процесс генерации гранитных магм 2.74 млрд лет назад, обсуждается в разных работах. Обособленность гранитоидов с возрастом 2.74 млрд лет от предшествующих эпизодов магматизма 3.05–2.85 млрд лет в Водлозерско-Сегозерском поясе исключают применимость моделей отрыва плиты с открытием “мантийного окна” (Beakhouse, Davis, 2005). Более реалистичной здесь выглядит модель распада коллизионного орогена (Kusky, 1993; Laurent et al., 2014), в которой плавление метасоматизированной мантии под всем Карельским кратоном, в частности и под Водлозерско-Сегозерским поясом, связано с подъемом мантийного диапира, инициированного утон-

нием переутолщенной литосферы под влиянием процессов гравитационной и термальной релаксации.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Посттектонические гранитоиды различного состава, включая санукитоиды, гранодиориты и лейкограниты, в Хаутаваарской структуре внедрялись в узком интервале времени и были связаны, вероятно, с единым эпизодом магматической активности.
2. Различия составов гранитоидов обеспечивались несколькими причинами, включая плавление разных по составу мантийных для санукитоидов и коровых для гранитов источников, кристаллизационную дифференциацию санукитоидных расплавов и смешение санукитоидных и гранитных магм.
3. Синхронное плавление разных уровней литосферы было связано с подъемом астеносферного диапира, инициированного распадом коллизионного орогена около 2.7 млрд лет назад на завершающем этапе тектонической эволюции Карельской ГЗО, корообразующие процессы в которой обес-

печивались в обстановке конвергентных границ плит.

Благодарности. Авторы искренне признательны рецензентам: чл.-корр. РАН А.В. Самсонову за внимательное прочтение рукописи и ценные замечания, сделанные в ходе обсуждения полученных результатов и А.В. Степановой за помощь и поддержку на разных этапах работы, также благодарны А.В. Кервинен за осуществление пробоподготовки и сотрудникам Аналитического центра ИГ КарНЦ РАН.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках Государственного задания ИГ КарНЦ РАН (тема АААА-А18-118020290084-7) и при финансовой поддержке РФФИ (проект № 18-35-00447).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Арестова Н.А., Чекулаев В.П., Лобач-Жученко С.Б., Кучеровский Г.А.* Формирование архейской коры древнего Водлозерского домена, Балтийский щит // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2015. Т. 23. № 2. С. 3–16.
- Бибикина Е.В., Самсонов А.В., Шипанский А.А. и др.* Хиэваарская структура в Северо-Карельском зеленокаменном поясе как позднеархейская аккрецированная островная дуга позднего архея: изотопно-геохронологические и петрологические данные // Петрология. 2003. Т. 11. № 3. С. 289–320.
- Гоголев М.А.* Геохимическая типизация дацит-реолитового магматизма центральной части Водлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса (Карельский кратон) // Тр. КарНЦ РАН. 2018. № 11. С. 82–95.
- Дмитриева А.В., Кулешевич Л.В., Вихко А.С.* Петрохимические особенности и рудная специализация Хаутаваарского массива (Южная Карелия) // Тр. КарНЦ РАН. 2016. № 2. С. 52–70.
- Кожевников В.Н.* Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2000. 223 с.
- Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б. и др.* Возраст и этапы формирования континентальной коры центральной части Алданской гранулитовой области: U-Pb и Sm-Nd изотопные данные по гранитоидам // Петрология. 1995. Т. 3. № 1. С. 97–108.
- Кулешевич Л.В., Слюсарев В.Д., Лавров М.М.* Благороднометалльная минерализация Хаутаваара-Водлозерской площади // Геология и полезные ископаемые Карелии. 2009. Вып. 12. С. 12–25.
- Куликов В.С., Симон А.К., Куликова В.В. и др.* Эволюция магматизма Водлозерского блока Карельской гранит-зеленокаменной области в архее // Геология и геохронология докембрия Восточно-Европейской платформы. Л.: Наука, 1990. С. 92–100.
- 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. 571–593.
- Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Арестова Н.А. и др.* Архейские террейны Карелии: их геологическое и изотопно-геохимическое обоснование // Геотектоника. 2000. № 6. С. 26–42.
- Матреничев В.А., Сергеев С.А., Левченков О.Д., Яковлева С.З.* Возраст дацитов Хаутаваарской зеленокаменной структуры (Центральная Карелия) // Изв. АН. Сер. геологическая. 1990. № 8. С. 131–133.
- Носова А.А., Самсонов А.В., Ларионова Ю.О. и др.* Архейский возраст габбро и гранат-биотит-амфибол-кварцевых метасоматитов Au-PGE проявления Виетуккалампи в Хаутаваарской структуре // Сб. материалов Международной конф. “Золото Фенноскандинавского щита”. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2013. С. 131–134.
- Овчинникова Г.В., Матреничев В.А., Левченков О.А. и др.* U-Pb и Pb-Pb изотопные исследования кислых вулканических Хаутаваарской зеленокаменной структуры, Центральная Карелия // Петрология. 1994. Т. 2. № 3. С. 266–281.
- Ранний докембрий Балтийского щита // Отв. ред. В.А. Глебовицкий. СПб.: Наука, 2005. 711 с.*
- Рыбаков С.И., Светова А.И., Куликов В.С. и др.* Вулканизм архейских зеленокаменных поясов Карелии. Л.: Наука, 1981. 152 с.
- Рыбаков С.И., Гришин А.С., Кожевников В.Н. и др.* Металлогеническая эволюция архейских зеленокаменных поясов Карелии. Ч. 1. Вулканизм, седиментогенез, метаморфизм и металлогения. СПб.: Наука, 1993. 197 с.
- Самсонов А.В., Бибикина Е.В., Ларионова Ю.О. и др.* Магнезиальные гранитоиды (санукитоиды) Костомукшского района, Западная Карелия: петрология, геохронология и тектонические условия становления // Петрология. 2004. Т. 12. № 5. С. 495–529.
- Светов С.А.* Магматические системы зон перехода океан–континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2005. 229 с.
- Светов С.А., Светова А.И.* Архейская субдукция: маркерные породные ассоциации и архитектура // Материалы Всерос. конф. “Геология Карелии от архея до наших дней”. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2011. С. 22–32.
- Светов С.А., Хухма Х.* Геохимия и Sm-Nd систематика архейских коматиит-толеитовых ассоциаций Водлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса (Центральная Карелия) // Докл. АН. 1999. Т. 369. № 2. С. 261–263.
- Светов С.А., Кудряшов Н.М., Ронкин Ю.Л. и др.* Мезоархейская островодужная ассоциация Центрально-Карельского террейна (Фенноскандинавский щит). Новые геохронологические данные // Докл. АН. 2006. Т. 406. № 3. С. 370–374.
- Светов С.А., Степанова А.В., Чаженгина С.Ю. и др.* Прецизионный (ICP-MS, LA-ICP-MS) анализ состава горных пород и минералов: методика и оценка точности результатов на примере раннедокембрийских мафитовых комплексов // Тр. КарНЦ РАН. 2015. № 7. С. 54–73.
- Слюсарев В.Д., Кулешевич Л.В., Лавров М.М.* Благороднометалльная минерализация в габброидном массиве района оз. Виетуккалампи (Хаутаваарская структура) // Минералогия, петрология и минерагения докембрий-

- ских комплексов Карелии. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2007. С. 112–116.
- Чекулаев В.П.* Архейские “санукитоиды” на Балтийском щите // Докл. АН. 1999. Т. 368. № 5. С. 676–678.
- Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Егорова Ю.С., Кучеровский Г.А.* Изменение условий формирования коры Карельской провинции Балтийского щита при переходе от мезо- к неоархео: результаты геохимических исследований // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2018. Т. 26. № 3. С. 3–23.
- Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Егорова Ю.С.* Неоархейские граниты Карельской провинции: геологическое положение, геохимия, происхождение // Региональная геология и металлогения. 2020. № 81. С. 21–38.
- Шарпенко Л.Н., Костин А.Е., Кухаренко Е.А.* TAS-диаграмма сумма щелочей – кремнезем для химической классификации и диагностики плутонических пород // Региональная геология и металлогения. 2013. № 56. С. 40–50.
- Beakhouse G.P., Davis D.W.* Evolution and tectonic significance of intermediate to felsic plutonism associated with the Helmo greenstone Belt, Superior Province, Canada // Precamb. Res. 2005. V. 137. P. 61–92.
- Bibikova E.V., Petrova A., Claesson S.* The temporal evolution of the sanukitoids in the Karelian Craton, Baltic Shield: an ion microprobe U-Th-Pb isotopic study of zircons // Lithos. 2005. V. 79. P. 129–145.
- Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M. et al.* TEMORA 1: A new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology // Chemical Geol. 2003. V. 200. P. 155–170.
- Condie K.C.* Archean Greenstone Belts. Amsterdam: Elsevier, 1981. 434 p.
- Gao P., Zheng Y.F., Zhao Z.F.* Experimental melts from crustal rocks: A lithochemical constraint on granite petrogenesis // Lithos. 2016. V. 266. P. 133–157.
- Goldstein S.J., Jacobsen S.B.* Nd and Sm isotopic systematics of rivers water suspended material: implications for crustal evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 87. P. 249–265.
- Halla J.* Late Archean high-Mg granitoids (sanukitoids) in the southern Karelian Domain, eastern Finland: Pb and Nd isotopic constraints on crust–mantle interactions // Lithos. 2005. V. 79. P. 161–178.
- Heilimo E., Halla J., Huhma H.* Single-grain zircon U-Pb age constraints of the western and eastern sanukitoid zones in the Finnish part of the Karelian Province // Lithos. 2011. V. 121. P. 87–99.
- Hölttä P., Heilimo E., Huhma H. et al.* The Archean of the Karelia province in Finland // Geol. Surv. Finland. Special Paper. 2012. № 54. P. 21–73.
- Jacobsen S.B., Wasserburg G.J.* Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. V. 67. P. 137–150.
- Kovalenko A.V., Clemens J.D., Savatkov V.M.* Petrogenetic constraints for the genesis of Archean sanukitoid suites: geochemistry and isotopic evidence from Karelia, Baltic Shield // Lithos. 2005. V. 79. P. 147–160.
- Kusky T.M.* Collapse of Archean orogens and the generation of late- to postkinematic granitoids // Geology. 1993. V. 21. P. 925–928.
- 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 // Geological Society, London, Special Publications. 2004. 30. P. 69–74.
- Laurent O., Martin H., Moyen J.F., Doucelance R.* The diversity and evolution of late-Archean granitoids: Evidence for the onset of “modern-style” plate tectonics between 3.0 and 2.5 Ga // Lithos. 2014. V. 205. P. 208–235.
- Lobach-Zhuchenko S.B., Chekulaev V.P., Ivanikov V.V. et al.* Late Archean high-Mg and subalkaline granitoids and lamprophyres as indicator of gold mineralization in Karelia (Baltic Shield), Russia // Ore-bearing granites of Russia and adjacent countries. M.: IMGRE, 2000. P. 193–211.
- Lobach-Zhuchenko S.B., Rollinson H.R., Chekulaev V.P. et al.* The Archean sanukitoid series of the Baltic Shield: geological setting, geochemical characteristics and implications for their origin // Lithos. 2005. V. 79. P. 107–128.
- Lobach-Zhuchenko S.B., Rollinson H., Chekulaev V.P. et al.* Petrology of a Late Archean, Highly Potassic, Sanukitoid Pluton from the Baltic Shield: Insights into Late Archean Mantle Metasomatism // J. Petrology. 2008. V. 49. P. 393–420.
- Ludwig K.R.* SQUID 1.02. A User’s manual. Berkeley Geochronology Center. Special Publication. 2001.
- Ludwig K.R.* User’s manual for ISOPLOT 3.00. Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center. Special Publication. 2003.
- Maniar P.D., Piccoli P.M.* Tectonic discrimination of granitoids // Geol. Soc. Amer. Bull. 1989. V. 101. P. 635–643.
- Martin H., Moyen J.-F., Rapp R.P.* The sanukitoid series: magmatism at the Archean-Proterozoic transition // Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh. 2009. V. 100. P. 15–33.
- Mikkola P., Salminen P., Torppa A., Huhma H.* The 2.74 Ga Likamännikkö complex in 1049 Suomussalmi, East Finland: lost between sanukitoids and truly alkaline rocks? // Lithos. 2011. V. 1050. № 125. P. 716–728.
- Pearce J.A.* Sources and settings of granitic rocks // Episodes. 1996. V. 19. № 4. P. 120–125.
- Puchtel I.S., Hofmann A.W., Jochum K.P. et al.* The Kostomuksha greenstone belt, N.W. Baltic Shield: Remnant of a late Archean oceanic plateau? // Terra Nova. 1997. V. 9. P. 87–90.
- Puchtel I.S., Hofmann A.W., Amelin Yu.V. et al.* Combined mantle plume – island arc model for the formation of the 2.9 Ga Sumozero-Kenozero greenstone belt, SE Baltic Shield: Isotope and trace element constraints // Geochim. Cosmochim. Acta. 1999. V. 63. № 21. P. 3579–3595.
- Puchtel I.S., Touboul M., Blichert-Toft J. et al.* Lithophile and siderophile element systematics of Earth’s mantle at the Archean-Proterozoic boundary: Evidence from 2.4 Ga komatiites // Geochim. Cosmochim. Acta. 2016. V. 180. P. 227–255
- Rapp R.P., Shimizu N., Norman M.D., Applegate G.S.* Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: Experimental constraints at 3.8 GPa // Chemical Geol. 1999. V. 160. P. 335–356.
- Rapp R., Norman M., Laporte D. et al.* Continent formation in the Archean and chemical evolution of the cratonic lithosphere: Melt–rock reaction experiments at 3–4 GPa and petrogenesis of Archean Mg-diorites (sanukitoids) // J. Petrol. 2010. V. 51. P. 1237–1266.

- Samsonov A.V., Bibikova E.V., Puchtel I.S et al.* Isotope and geochemical variations of the acid volcanics of the Karelian greenstone belts and their geotectonic significance // Abstracts for the First International Symposium "Fennoscandian Geological Correlation", St. Petersburg, 1996. P. 74–75.
- Savko K.A., Samsonov A.V., Larionov A.N. et al.* 2.6 Ga high-Si rhyolites and granites in the Kursk Domain, Eastern Sarmatia: Petrology and application for the Archaean palaeocontinental correlations // *Precamb. Res.* 2019. V. 322. P. 170–192.
- Stern R.A., Hanson G.N.* Archaean high-Mg granodiorite: A derivative of light rare earth element-enriched monzodiorite of mantle origin // *J. Petrol.* 1991. V. 32. № 1. P. 201–238.
- Stern R.A., Hanson G.N., Shirey S.B.* Petrogenesis of mantle-derived, LILE-enriched Archean monzodiorites and trachyandesites (sanukitoids) in southwestern Superior Province // *Canadian J. Earth Sci.* 1989. V. 26. P. 1688–1712.
- Stepanova A.V., Samsonov A.V., Salnikova E.B. et al.* Paleoproterozoic continental MORB-type tholeiites in the Karelian craton: Petrology, geochronology and tectonic setting // *J. Petrol.* 2014. V. 55. № 9. P. 1719–1751.
- Stevenson R., Henry P., Gariepy C.* Assimilation-fractional crystallization origin of Archaean sanukitoid suites: Western Superior Province, Canada // *Precamb. Res.* 1999. V. 96. P. 83–99.
- Sun S.-S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes // *Geol. Soc. London. Special Publ.* 1989. № 42. P. 313–345.
- Wark D.A., Watson E.B.* Titanium-in-quartz geothermometer // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2006. V. 152. P. 743–754.
- 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.
- Wiendenbeck M., Alle P., Corfu F. et al.* Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses // *Geostandard. Newslett.* 1995. V. 19. P. 1–23.
- Williams I.S.* Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes // *Rev. Economic Geol.* 1998. V. 7. P. 1–35.
- Zhang L., Li S., Zhao Q.* A review of research on adakites // *Internat. Geol. Rev.* 2019. P. 1–18.

Neoarchean Granitoids of the Hautavaara Structure, Karelia: the Melting of the Heterogeneous Lithosphere of the Accretional Orogen

A. V. Dmitrieva¹, F. A. Gordon², E. N. Lepekhina³, and N. Yu. Zagornaya²

¹*Institute of Geology Karelian Research Centre RAS, Petrozavodsk, Russia Federation*

²*Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS, St.-Petersburg, Russian Federation*

³*Karpinsky Russian Geological Research Institute, St.-Petersburg, Russian Federation*

New results the isotope-geochemical study and U-Pb isotope zircon dating (SHRIMP-II) of four post-tectonic granitoid massifs in the south-east of the Karelian Granite-Greenstone province (GGP), Fennoscandian Shield, are discussed. The massifs are located near the Hautavaara Structure, in the south-eastern part of the Mesoarchean (3.05–2.85 Ga) Vedlozerian-Segozerian Greenstone Belt, which is confined to the western margin of the Vodlozerian crustal block with Paleoarchean ($T_{Nd}(DM) > 3.2$ Ga) prehistory. All four massifs: Hautavaara, Chalka, Shuya and Nyalmozerian, were shown to occupy a similar structural-tectonic position, to have intruded at about the same time (2745–2740 Ma ago) and display a variety of compositions associated with differences in the composition and conditions of melting of magma sources. The Hautavaara Massif in the central part of the structure and the Chalka Massif on its western margin make up moderately alkaline high-Mg granitoids (sanukitoids), the initial dioritic melts of which formed upon the melting of the lithospheric mantle metasomatized in an active margin setting 3.00–2.90 Ga ago. Shuya granodiorites and Nyalmozerian leucogranites, confined to the eastern flank of the structure, yield highly fractionated имеют heavy REE ($(Dy/Yb)_n$ 3.5 to 5.14), negative $\epsilon_{Nd}(T)$ values of –0.9 to –2.8, and were produced by the variably deep melting of a Mesoarchean crustal source similar to 3.05–2.90 Ga felsic volcanics from the Hautavaara Structure. Shuya granodiorites contain elevated Cr and Ni concentrations, suggesting their formation in the crust contributed to by basic magma, which seems to be the same age as primitive sanukitoids. The melting of the continental lithosphere at mantle and crustal levels in the Karelian GGP in the late Neoarchean are assumed to be associated with an extension setting upon the disintegration of the collisional orogen in accordance with the model presented in (Laurent et al., 2014).

Keywords: Karelian granite-greenstone region, neoarchean sanukitoids and granites, geochemistry, U-Pb geochronology, petrology