

О ВЕРОЯТНОЙ МЕТАПЕЛИТОВОЙ ПРИРОДЕ САПФИРИН-ШПИНЕЛЕВЫХ И ГРАНАТОВЫХ ЖЕДРИТИТОВ АУЛАНДЖИНСКОГО БЛОКА ОМОЛОНСКОГО МАССИВА

О.В. Авченко¹, К.В. Чудненко²

¹ Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, 690022, Владивосток, просп. 100 лет Владивостоку, 159, Россия

² Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия

Изучены уникальные магнезиально-глиноземистые ультраосновные сапфирин-шпинелевые и гранатовые жедрититы Ауланджинского блока, где обнажена наиболее глубинная часть архейского яруса Омолонского массива. Эти породы резко отличаются от других метавултрамафитов этого же блока по петрохимии и геохимии. Отличия выражены в обогащении жедрититов глиноземом, цирконием, барием, рубидием, гафнием, ураном и обеднении их кальцием и тяжелыми редкоземельными элементами. Оценка окислительного потенциала в ассоциации сапфирин—шпинель, произведенная методом физико-химического моделирования, показала повышенную фугитивность кислорода в этих породах, близкую к уровню магнетит-гематитового буфера, который в древних гранулитовых комплексах никогда не отмечался. Указанные петро- и геохимические особенности жедрититов Ауланджинского блока, имеющие изотопный возраст 1.9 млрд лет, объясняются тем, что они представляют собой, вероятно, кору выветривания вмещающих метавултрамафитов. При справедливости этой гипотезы данные породы могут служить свидетельством того, что уже в раннем протерозое величина потенциала кислорода на поверхности Земли соответствовала буферу магнетит—гематит.

Жедрититы, сапфирин, метавултрамафиты, кора выветривания, окислительный потенциал, раннепротерозойский метаморфизм, Омолонский массив, Северо-Восточная Азия.

THE PROBABLE METAPELITE NATURE OF SAPPHIRINE–SPINEL AND GARNET GEDRITITES OF THE AULANDZHA BLOCK OF THE OMOLON MASSIF

O.V. Avchenko and K.V. Chudnenko

Unique magnesian–aluminous ultrabasic sapphirine–spinel and garnet gedritites of the Aulandzha block were studied. The deepest part of the Archean Stage of the Omolon massif is exposed in this district. The gedritites differ strongly in petrochemistry and geochemistry from other metaultramafites of this block. The difference is in their enrichment in alumina, zirconium, barium, rubidium, hafnium, and uranium and depletion in calcium and heavy rare-earth elements. The oxidizing potential in the sapphirine–spinel assemblage, estimated by physicochemical modeling using the Selector program complex, showed high oxygen fugacity in these rocks, close to the value of the magnetite–hematite buffer, which was never observed in ancient granulite complexes. The above petro- and geochemical features of the gedritites of the Aulandzha block, having an isotopic age of 1.9 Ga, are explained by the fact that these rocks are probably the crust of weathering of the enclosing metaultramafites. If this hypothesis is true, then the above rocks may indicate that the oxygen potential on the Earth's surface corresponded to the magnetite–hematite buffer as early as the Paleoproterozoic.

Gedritites, sapphirine, metaultramafites, crust of weathering, oxidizing potential, Paleoproterozoic metamorphism, Omolon massif, Northeastern Asia

ВВЕДЕНИЕ

Среди гранатовых метавултрамафитов Омолонского массива И.Л. Жулановой были обнаружены уникальные породы, содержащие жедрит и сапфирин — единственная находка этих минералов в докембрийских комплексах северо-востока Азии. Ценность этих пород, кроме того, определяется также и тем, что в них проведено детальное изотопно-геохимическое изучение цирконов [Акинин, Жуланова, 2016]. В цитируемой публикации указывается, что наиболее надежной является раннепротерозойская дата 1.9 млрд лет, зафиксированная в прозрачных каймах крупных кристаллов циркона и в его мелких новообразованных зернах. Вместе с тем в ядрах крупных кристаллов цирконов с осцилляторной зональностью установлен палеоархейский возраст (3.4—3.2 млрд лет). Данное сообщение посвящено анализу генезиса этих пород, который, как показали проведенные исследования, не является однозначно мета-

магматическим, а несет признаки метаосадочной (или метапелитовой) природы. В свою очередь, признание метаосадочной природы, как следует из имеющегося фактического и расчетного материала, влечет за собой вывод о возможной величине потенциала кислорода на поверхности Земли во время образования этих пород. Петрология этих образцов детально разбиралась в статье [Авченко и др., 2018].

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ГРАНАТОВЫХ МЕТАУЛЬТРАМАФИТОВ

Омолонский массив (ОМ) — один из наиболее длительно развивавшихся тектонических элементов современной зоны перехода континент—океан на северо-востоке Азии. В его структуре четко обособлены древний кристаллический фундамент и слабдеформированный рифейско-мезозойский вулканогенно-осадочный чехол. Сейчас ОМ чаще именуется кратонным террейном или микроконтинентом. Установлена сложная и многоэтапная история развития дорифейского кристаллического фундамента ОМ, выходы которого сосредоточены главным образом на юге [Гельман, 1974; Бибикина, 1989]. Особенно интересен Ауланджинский блок (горст, выступ), где обнажена наиболее глубинная часть архейского яруса континентальной коры Верхояно-Чукотского региона.

В границах Ауланджинского блока (около 350 км²) реконструируется фрагмент (западная половина) купола, ядро которого слагают чарнокитоиды (рис. 1). В качестве реликтов субстрата в них повсеместно наблюдаются амфибол-двупироксеновые, иногда с гранатом, кристаллосланцы, изредка лейкократовые гранулиты. На крыле вскрыт стратифицированный разрез, где преобладают богатые кальцием мезократовые гнейсы, кристаллосланцы (в том числе двупироксеновые) и амфиболиты, их чередование между собой и с глиноземистыми толщами отвечает критериям дометаморфической слоистости. Гранатовые метакристаллы слагают линзовидные тела мощностью от 5 до 50 м внутри широкой (4—5 км) полосы биотитовых гранитогнейсов, залечивающих зону скрытого несогласия между ядром и крылом купола. Цепочки меланократовых тел, прослеженные на расстояние около 5 км, пространственно тяготеют к ядру купола и конформно вписываются в его общую структуру. Интерпретируются как фрагменты (тектонические отторженцы) подошвы чарнокитоидной антиформы [Котляр и др., 2001].

Отдельные тела различаются между собой по текстуре (массивные или полосчатые, ширина полос от первых миллиметров до нескольких дециметров), количественному соотношению главных минералов и их размерам (мелко- или среднезернистые, реже порфиробластовые за счет равномерно рассеянных зерен граната поперечником до 10 мм), присутствию тех или иных второстепенных минералов (биотит, ильменит и др.). Петротип составляют среднезернистые разновидности гранобластовой структуры, сложенные гранатом, клинопироксеном и коричневой роговой обманкой примерно в равных со-

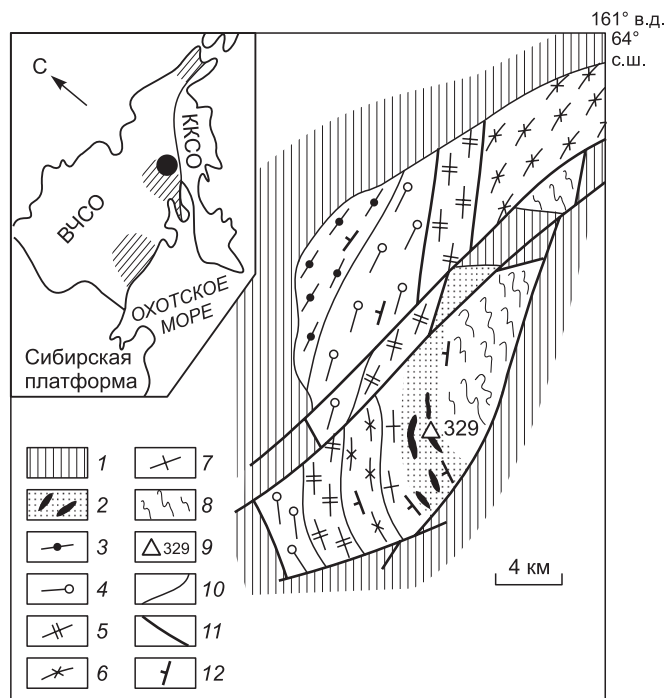


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Ауланджинского выступа фундамента Омолонского массива, составила И.Л. Жуланова [1990].

1 — рифейские и палеозойские осадочные отложения; 2—8 — нижний архей: 2 — биотитовые гранитогнейсы с линзами гранатовых метакристаллов, 3 — гранат-биотитовые плагитогнейсы, биотит-гиперстеновые сланцы, 4 — диопсидовые плагитогнейсы, двупироксен-амфиболовые сланцы, гранат-биотитовые гнейсы, 5 — амфиболиты, диопсид-амфиболовые сланцы, 6 — преимущественно гранат-биотитовые гнейсы, иногда кордиеритсодержащие, 7 — диопсидовые амфиболиты, двупироксен-амфиболовые, гранат-диопсид-амфиболовые сланцы, 8 — чарнокитоиды, амфибол-двупироксеновые сланцы, лейкократовые гранулиты; 9 — местонахождение гранатовых и сапфириновых жедрититов, номер точки наблюдения; 10 — геологические границы; 11 — разломы; 12 — элементы залегания полосчатости метаморфических пород. На врезке: заштриховано — районы распространения выходов дорифейских метаморфических образований в ВЧСО (с юго-запада на северо-вос-

ток: Охотский, Омолонно-Тайгоносский, Восточно-Чукотский). ВЧСО — Верхояно-Чукотская мезозойская складчатая область. ККСО — Корякско-Камчатская кайнозойская складчатая область. Черный кружок — местоположение Ауланджинского выступа.

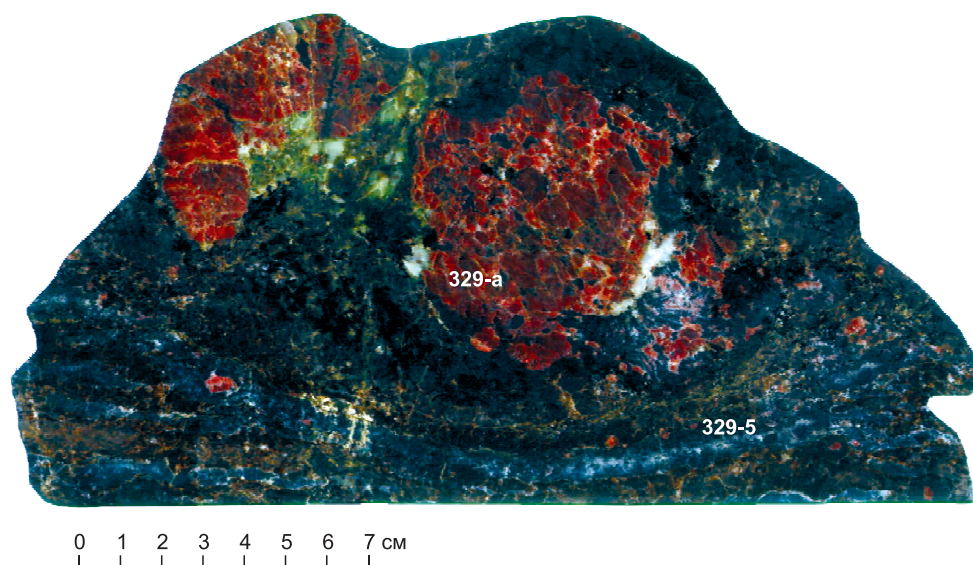


Рис. 2. Линзовидное обособление гранатовых (обр. 329-а) и полосчатых сапфиринов-шпинелевых (обр. 329-5) жедрититов в теле ультрамафитов Ауланджинского блока.

отношениях с примесью (5—8 %) ортопироксена. Изредка встречаются безгранатовые двупироксен-роговообманковые (содержание ортопироксена до 20 %) и клинопироксен-роговообманковые породы.

В единственном случае в полосе выходов гранатовых метаультрамафитов встречено в коренном залегании (водораздел Бол. Ауланджа—Анманджа) линзовидное тело (8×20 м), отличающееся крупно- и гигантозернистым сложением, резкой текстурной неоднородностью, отсутствием кристаллизационной сланцеватости. Неравномерно распределенные в массе породы порфиробласты темно-красного граната размером от 2—3 до 80 мм контрастно выделяются на фоне роговой обманки, образующей агрегаты черных ярко блестящих по-разному ориентированных кристаллов поперечником до 15 мм. Для их основной ткани характерно груботакитовое сложение (скопления роговой обманки неправильной формы, желваки и жилки крупнозернистого белого, иногда с зеленоватым оттенком плагиоклаза, небольшие гнезда биотита и др.), но в общей ориентировке внутри вмещающего тела улавливается субпараллельность. В основной ткани одной из линз, в ее внутренней — лишенной крупных порфиробластов граната части, встречены среднезернистые обособления (поперечник до 7, длина до 10 см) зеленовато-серой окраски, названные по результатам камеральных исследований гранатовыми жедрититами. Нижний край этой линзы окаймляется симметрично-полосчатым агрегатом (мощность 6—8, длина около 30 см), где визуальным образом различимо чередование золотисто-коричневых богатых жедритом и серо-голубых существенно плагиоклазовых полосок (ширина первых от 3—5 до 10—15, вторых 3—8 мм). Описываемый агрегат по текстуре напоминает слоистость осадочной породы (рис. 2). Кроме того, в шлифах устанавливаются сапфирин, биотит, ортопироксен и реликты зеленой шпинели внутри выделений сапфирина. Данные породы описываются ниже как сапфирин-шпинелевые жедрититы. Географические координаты, по данным И.Л. Жулановой [1990], для изученных образцов приводятся в табл. 1.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Анализ состава пород и минералов проводился в Аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН. Химический анализ минералов выполнялся на четырехканальном микроанализаторе JXA 8100. Оценка содержаний петрогенных компонентов в породах производилась методом атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой на спектрометре ICAP 6500 Duo. Определение содержаний H_2O^- , п.п.п., SiO_2 выполнено методом гравиметрии, малых элементов — методом

Таблица 1. Географические координаты изученных образцов, по данным И.Л. Жулановой [1990]

№ образца	Координаты	
	с.ш.	в.д.
325	63° 41' 00"	160° 47' 40"
325-ж	63° 41' 20"	160° 48' 30"
327	63° 42' 00"	160° 50' 30"
а-339	63° 42' 20"	160° 47' 10"
329-а	»	160° 47' 40"
329-5	»	»

масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на спектрометре Agilent 7500 с (Agilent Technologies, США). Пробоподготовка осуществлялась сплавлением с метаборатом лития. Изучение шлифов и аншлифов проводилось в кабинетах электронной и световой микроскопии Аналитического центра ДВГИ ДВО РАН, оснащенного современными высокоточными световыми микроскопами фирм Carl Zeiss (AXIOPLAN 2 и AXIOSTAR plus) и ЛОМО (ПАЛАМ Р-213).

ПЕТРОГРАФИЯ САПФИРИН-ШПИНЕЛЕВЫХ И ГРАНАТОВЫХ ЖЕДРИТОВ

Сапфирин-шпинелевый жедритит (обр. 329-5, см. рис. 2) состоит (в порядке убывания) из жедрита, плагиоклаза, биотита, ортопироксена, сапфирина, шпинели. Структура гранонематобластовая гетерозернистая с участками мозаичной, текстура тонкополосчатая. Сапфирин и шпинель обнаруживают эффектные реакционные взаимоотношения: зеленовато-голубой с ясным плеохроизмом сапфирин полностью окружает темно-зеленую шпинель, так что ее выделения приобретают вид своеобразных ядер (реликтов). Они наблюдаются в большинстве (но не во всех) кристаллах сапфирина, размер индивидов которого варьирует от 0.2 до 0.6 мм по длинной оси (рис. 3).

Шпинель-сапфириновые сростания вытягиваются в цепочки по оси полосок плагиоклаза, имеющих ширину 2—3 мм и разделенных как минимум вдвое более широкими полосками, где преобладают темноцветные минералы. Полоски плагиоклаза представляют собой мозаичный агрегат более или менее изометричных зерен (0.5—1.0 мм), соприкасающихся большей частью по прямолинейным границам, нередко с образованием правильных тройных сочленений. Типичны полисинтетические двойники и обратная зональность с плавными переходами между зонами. На небольших участках и вдоль трещин спайности мусковитизирован.

В темноцветных полосках наиболее крупные выделения принадлежат жедриту. Его субидiomорфные сильно удлиненные ((1—3) × (5—8) мм) кристаллы, равномерно окрашенные в характерный светло-коричневый цвет с отчетливым плеохроизмом, тяготеют к границам полосок плагиоклаза и вытягиваются вдоль них. Более мелкие ориентированы беспорядочно. Такую же структурную позицию занимает биотит, слагающий не менее 5—6 % объема породы. Образует узкие длинные хорошо окристаллизованные пластинки яркого красновато-коричневого цвета с резким плеохроизмом; местами скапливается в мономинеральных полосках того же структурного направления. Ортопироксен наблюдается только в виде тонкоструктурных симплектитовых сростаний с плагиоклазом, располагающихся между крупными кристаллами жедрита.

На периферии тонкополосчатого агрегата, в зоне его контакта с груботакситовой частью гранатовогообманковой линзы, встречаются мелкие зерна граната, неправильная форма и резорбированные границы которых свидетельствуют об их реликтовой природе. В шлифах видно, что на края подобных зерен нарастают крупные субидiomорфные кристаллы жедрита, систематически содержащие закономерно ориентированные относительно крупные червеобразные вроски плагиоклаза (дибластовая структура). Химический состав минералов и их кристаллохимические формулы приведены в работе [Авченко и др., 2018]. Анализы подтверждают сильную обратную зональность плагиоклаза: центральные части кристаллов сложены лабрадором, краевые — битовнитом (соответственно 56—61 и до 75—80 % анортитовой молекулы). На фотографиях в отраженных электронах относительно кислые зоны выделяются более темным цветом (см. рис. 3). Сапфирин обладает высокой магнезиальностью X_{mg} (Mg/(Mg + Fe²⁺)) и окисленностью $X_{\text{Fe}^{3+}}$ (Fe³⁺/(Fe³⁺ + Fe²⁺)): $X_{\text{mg}} = 0.88\text{--}0.91$, $X_{\text{Fe}^{3+}} = 0.31\text{--}0.53$. Сосуществующие с сапфирином шпинели значительно менее магнезиальны и ме-

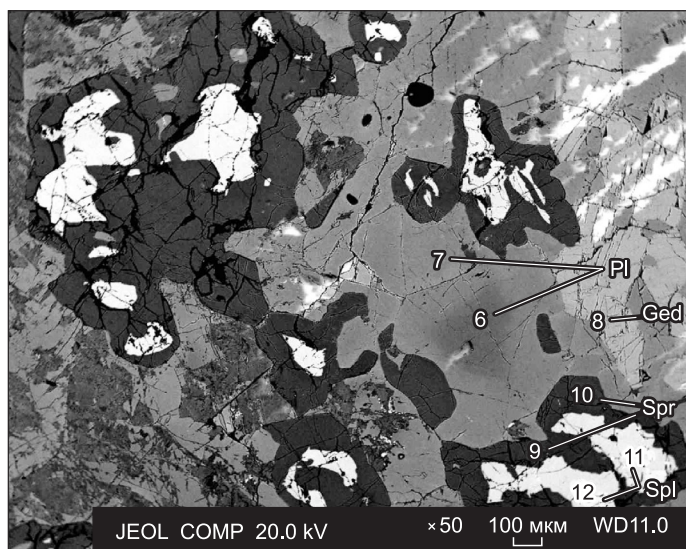


Рис. 3. Каймы сапфирина (черное) вокруг шпинели (белое), обр. 329-5.

Цифры на рисунке — точки анализов минералов, помещенных в табл. 4 работы [Авченко и др., 2018]: 6 — ядро зонального кристалла плагиоклаза (61 % аноррита); 7 — внешние зоны кристалла плагиоклаза (75 % аноррита); 8 — жедрит; 9, 10 — сапфирин; 11, 12 — шпинель. Микрофотография в отраженных электронах. Индексы минералов приняты по [Whitney, Evans, 2010]. Здесь и далее: Spr — сапфирин, Spl — шпинель, Bt — биотит, Орх — ортопироксен, Pl — плагиоклаз, Grt — гранат, Нем — гематит, Mag — магнетит, Ged — жедрит.

нее окислены: $X_{\text{mg}} = 0.63\text{--}0.65$, $X_{\text{Fe}^{3+}} = 0.13\text{--}0.20$ (сходная закономерность отмечена Л.М. Кригсманом и Дж.С. Шумахером [Kriegsman, Schumacher, 1999]). Сапфириновый жедритит (обр. 329-5) сложен минеральными ассоциациями нескольких генераций, но однозначное выделение равновесных фаз — вопрос достаточно сложный. Представляется, что наиболее позднюю генерацию составляют биотит, жедрит, сапфирин и окружающие его зоны основного плагиоклаза. Шпинель является, бесспорно, более ранней по отношению к сапфирину, но суждение о минералах, сосуществовавших с ней в равновесии до возникновения сапфирина, требует дальнейшего изучения.

Гранатовый жедритит (обр. 329-а, см. рис. 2) сложен гранатом, плагиоклазом, ортопироксеном, жедритом и биотитом. Структура гранобластовая гетерозернистая, текстура массивная такситовая. Вокруг порфиробластов граната (10—15 мм) невооруженным глазом различимы реакционные каймы. Под микроскопом видно, что они присущи практически всем выделениям граната. Различаются по минеральному составу и особенностям внутреннего строения: от узких ортопироксен-плагиоклазовых и более широких жедрит-ортопироксен-плагиоклазовых до полных псевдоморфоз, сложенных тонкоструктурным симплектитом плагиоклаза, гиперстена и жедрита.

Аналитические исследования были выполнены на участке, где округлое зерно граната поперечником около 1 см окружено симплектитом ортопироксена и плагиоклаза со средней величиной индивидов 0.05×1.00 мм, к которым тесно примыкают небольшие субидiomорфные выделения жедрита. Все анализы минералов и их кристаллохимические формулы даются в работе [Авченко и др., 2018].

В минералах установлена химическая зональность, наиболее ярко выраженная у плагиоклаза. Мелкие выделения в реакционных каймах сложены битовнитом (до 87 % анортитовой молекулы), а зерна на удалении от граната имеют обратную зональность: в центре это лабрадор, по периферии — битовнит (соответственно 55—59 и 75—81 % анортитовой молекулы). Гранат обладает в целом пониженной железистостью ($X_{\text{Fe}}^{\text{Gr}} = \text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$), которая от центра к краям возрастает от 0.43 до 0.51. У ортопироксена железистость варьирует незначительно (0.27—0.28), но содержание глинозема (Al_2O_3 , мас. %) в каймах несколько более высокое (6.3—6.4), чем на удалении от них (5.0—5.7). Состав жедрита и биотита практически постоянный. Жедрит относится к группе натровых, которые, согласно [Berg, 1985], должны иметь количество Na^{A} (ф.ед.) ≥ 0.5 при $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}) \geq 0.50$. В наших анализах эти параметры составляют 0.6 и ≥ 0.7 соответственно. Биотит имеет пониженную железистость ($X_{\text{Fe}}^{\text{Bi}} = 0.22\text{--}0.21$).

Изложенное свидетельствует, что в обр. 329-а могут быть выделены две генерации минералов: ранняя (магнезиальный гранат, лабрадор, ортопироксен с пониженной глиноземистостью) и поздняя (гранат повышенной железистости, замещающие его битовнит, глиноземистый ортопироксен, жедрит). Изучение взаимоотношений кристаллов жедрита и плагиоклаза приводит к однозначному выводу: жедрит всегда контактирует только с основными краевыми зонами плагиоклаза, что свидетельствует о его наложении на ранние ассоциации.

ОСОБЕННОСТИ ПЕТРОХИМИИ И ГЕОХИМИИ САПФИРИН-ШПИНЕЛЕВЫХ И ГРАНАТОВЫХ ЖЕДРИТИТОВ

Химический состав сапфирин-шпинелевых и гранатовых жедрититов в целом близок, но сапфирин-шпинелевые жедрититы отличаются от гранатовых более высоким содержанием глинозема (24.67 против 18.37 мас. %) и K_2O (2.03 против 1.51 мас. %) (табл. 2). В отношении компонентов CaO и Al_2O_3 обе разновидности жедрититов резко отличаются от вмещающих метаультрамафитов — жедрититы обогащены глиноземом и содержат значительно меньше кальция, так что на тройной диаграмме $\text{CaO}\text{—}\text{Al}_2\text{O}_3\text{—}\text{K}_2\text{O}$ они образуют отдельную группу по сравнению с метаультрамафитами (рис. 4, см. табл. 2). Вместе с тем на диаграмме TAS — классификационной для магматических пород [Петрографический кодекс..., 2009], все образцы попадают в поля основных и ультраосновных умеренно щелочных пикробазальтов (рис. 5).

Очень своеобразна геохимия жедрититов. Сравнительно с другими метаультрамафитами сапфириновые и гранатовые же-

Рис. 4. Положение фигуративных точек метаультрамафитов Ауланджинского блока на тройной диаграмме $\text{CaO}\text{—}\text{K}_2\text{O}\text{—}\text{Al}_2\text{O}_3$.

1 — типоморфные метаультрамафиты (образцы а-339, 327, 325-ж, 325) ; 2 — гранатовые — (329-а) и сапфириновые (329-5) жедрититы.

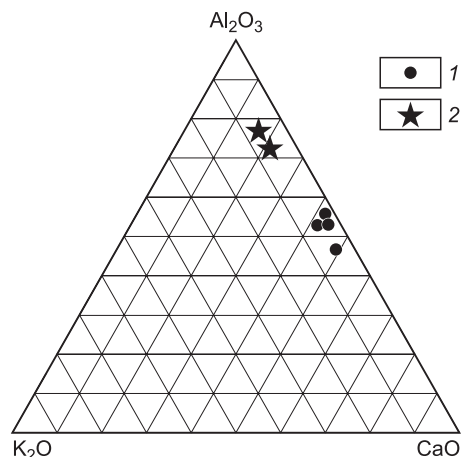


Таблица 2. Химический (мас. %) и микроэлементный состав (г/т) метаультрамафитов Ауланджинского блока Омолонского массива

Компонент	325	325-ж	327	a-339	329-a	329-5
SiO ₂	47.50	47.10	42.50	43.45	44.70	43.95
TiO ₂	1.05	1.36	1.09	0.94	1.09	0.48
Al ₂ O ₃	7.16	13.50	15.39	15.57	18.37	24.67
Fe ₂ O ₃	3.38	5.88	2.96	4.49	2.87	7.04
FeO	10.52	11.13	10.47	11.00	10.25	н.о.
MnO	0.211	0.287	0.125	0.264	0.220	0.04
MgO	19.43	6.78	11.13	10.35	14.21	12.65
CaO	7.30	10.93	12.62	12.59	5.32	4.81
Na ₂ O	1.27	2.26	1.45	1.21	1.20	1.52
K ₂ O	0.66	0.42	0.67	0.29	1.51	2.03
P ₂ O ₅	0.11	0.12	0.11	0.06	0.04	0.02
П.п.п.	0.98	0.61	1.08	0.26	0.70	2.25
Сумма	99.58	100.37	99.57	100.48	100.49	99.56
Rb	10.71	3.69	11.94	1.47	43.24	86.41
Zr	121.3	62.70	39.16	23.03	567.5	366.5
Cs	0.17	0.10	0.17	0.08	0.32	1.04
Ba	157.8	86.90	98.10	29.09	315.5	323.9
La	12.17	10.09	4.95	4.07	8.87	2.6
Ce	28.83	22.74	11.99	9.38	28.18	7.05
Pr	3.32	2.86	1.80	1.37	4.65	1.9
Nd	14.83	12.98	9.53	7.17	25.70	12.77
Sm	3.66	3.72	3.20	2.33	7.11	5.76
Eu	1.02	1.22	1.10	0.81	1.63	1.35
Gd	3.88	4.43	4.09	3.24	7.00	6.2
Tb	0.64	0.84	0.74	0.61	0.91	0.88
Dy	3.73	5.53	4.56	3.98	4.68	4.07
Ho	0.68	1.21	0.95	0.88	0.77	0.6
Hf	2.82	1.81	1.20	0.72	12.73	8.43
U	0.17	0.33	0.11	0.06	0.54	0.39

Примечание. Определение содержания H₂O⁻, п.п.п., SiO₂ выполнено методом гравиметрии, аналитик В.Н. Завлская, петрогенных элементов — методом атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой на спектрометре iCAP 6500Duo (Thermo Electron Corporation, США), микроэлементы определены методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на спектрометре Agilent 7500 с (Agilent Technologies, США), аналитики М.Г. Блохин, Г.А. Горбач, Е.А. Ткалина, Н.В. Хуркало. Пробоподготовка — сплавление с метабаромом лития. Аналитик Л.С. Левчук, ответственный исполнитель Н.В. Зарубина.

дрититы обогащены Zr, Ba, Rb, Hf, U (см. табл. 2). Особенно наглядно их специфика проявляется на диаграммах Zr—Ba и Zr—Rb (рис. 6). Здесь хорошо видно, что фигуративные точки образцов 329-а и 329-5 весьма значительно удалены от всех прочих образцов метаультрамафитов, группирующихся вблизи начала координат. Обращают на себя внимание, прежде всего, высокие содержания циркония в жедрититах, что находит свое выражение в зараженности этих пород кристаллами циркона разного размера. Подобные содержания циркония для ультраосновных пород совершенно необычны (табл. 3). Отличия геохимии сапфирин-шпинелевых и гранатовых жедрититов от вмещающих метаультрамафитов существуют и в области содержаний РЗЭ. Спектры распределения содержаний РЗЭ в метаультрамафитах показывают, что сапфирин-шпинелевые и гранатовые жедрититы заметно обеднены тяжелыми РЗЭ по сравнению с другими метаультрамафитами (рис. 7).

ТЕРМОБАРОМЕТРИЯ САПФИРИН-ШПИНЕЛЕВЫХ И ГРАНАТОВЫХ ЖЕДРИТИТОВ

Первоначально [Жуланова и др., 2014] для расчета термодинамических параметров образования двух одноименных, но разновременных минеральных ассоциаций гранат + ортопироксен + плагиоклаз,

Рис. 5. Положение фигуративных точек метасульфидов на диаграмме TAS [Петрографический кодекс..., 2009].

Усл. обозн. см. на рис. 4.

установленных в гранатовых ждрититах (обр. 329-а), нами были использованы экспериментальные инструменты: геобарометр А.А. Графчикова и В.И. Фонарева [1991] и гранат-ортопироксеновый геотермометр И.Л. Лаврентьевой и Л.Л. Перчука [1991]. Согласно уточненным данным, относительно более ранняя ассоциация, характеризующая гранатовые метасульфиды, сформировалась в условиях гранулитовой фации повышенных давлений ($T = 860\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 9\text{ кбар}$), а более поздняя отвечает амфиболитовой фации и фиксирует этап декомпрессии, сопровождавшейся значительным понижением температуры ($T = 650\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 5.5\text{ кбар}$). Однако геобарометр А.А. Графчикова и В.И. Фонарева предназначен для ассоциаций, включающих, наряду с гранатом, ортопироксеном, плагиоклазом, кварц. Если кварца в минеральной ассоциации нет (как в нашем случае), то оценка давления может быть завышена. Таким образом, для ранней ассоциации величина давления ограничивается условием $P < 9\text{ кбар}$, а поздней — $P < 5.5\text{ кбар}$.

Л.Я. Аранович, по уточненной им версии TWQ, в которую встроен гранат-ортопироксеновый термобарометр [Aranovich, Verma, 1997] получил для обр. 329-а [Авченко и др., 2018, см. табл. 1, ан. 1—9] согласованные оценки: $T = 840\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 4.8\text{ кбар}$. Другие составы минералов по TWQ не дали хороших пересечений. Полученная по TWQ температура гранат-ортопироксенового равновесия $840\text{ }^{\circ}\text{C}$ практически совпадает с температурой ($842\text{ }^{\circ}\text{C}$), если ее рассчитать по тем же анализам минералов для 5 кбар по гранат-ортопироксеновому геотермометру И.Л. Лаврентьевой и Л.Л. Перчука [1991]. Эти оценки температуры и давления относятся к этапу возникновения реакционных структур в обр. 329-а, если судить по расположению точек анализов минералов в этом образце [Авченко и др., 2018, см. рис. 2]. В отношении вероятных температур ранних и поздних минеральных ассоциаций в обр. 329-а представляют также интерес температуры кристаллизации цирконов из гранатовых ждрититов, рассчитанные по концентрации Ti [Ferry, Watson, 2007]. Они попадают в интервал от $760\text{ до }880\text{ }^{\circ}\text{C}$, причем в ядрах цирконов температуры систематически выше, чем в каймах, при максимальной величине температуры в $940\text{ }^{\circ}\text{C}$ [Акинин, Жуланова, 2016]. Для образца 329-5 можно определить температуру сапфирин-шпинелевого равновесия по существующим термометрам. По экспериментальным сапфирин-шпинелевым термометрам температура равновесия определяется в $780\text{ }^{\circ}\text{C}$ [Sato et al., 2006] и $994\text{ }^{\circ}\text{C}$ [Das et al., 2006], а по эмпирическому сапфирин-шпинелевому термометру [Owen et al., 1991]

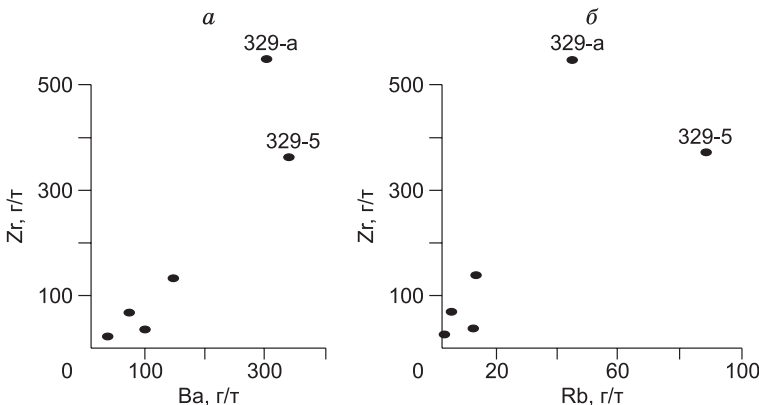
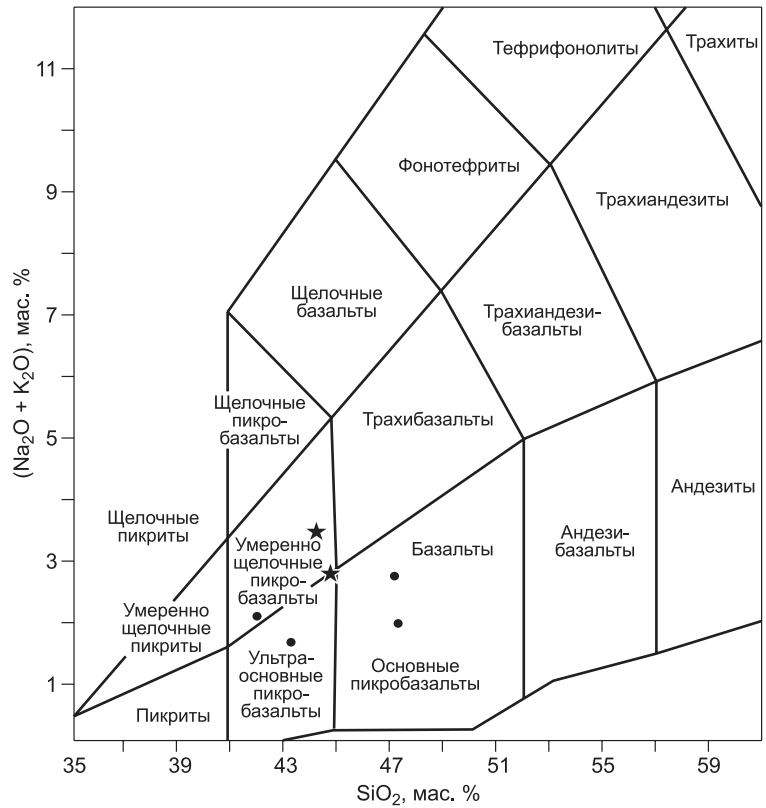


Рис. 6. Диаграммы соотношения Zr-Ba (а) и Zr-Rb (б) в типоморфных метасульфидитах (обр. а-339, 327, 325-ж, 325), гранатовых (обр. 329-а) и сапфириновых (обр. 329-5) ждрититах (Ауланджинский блок).

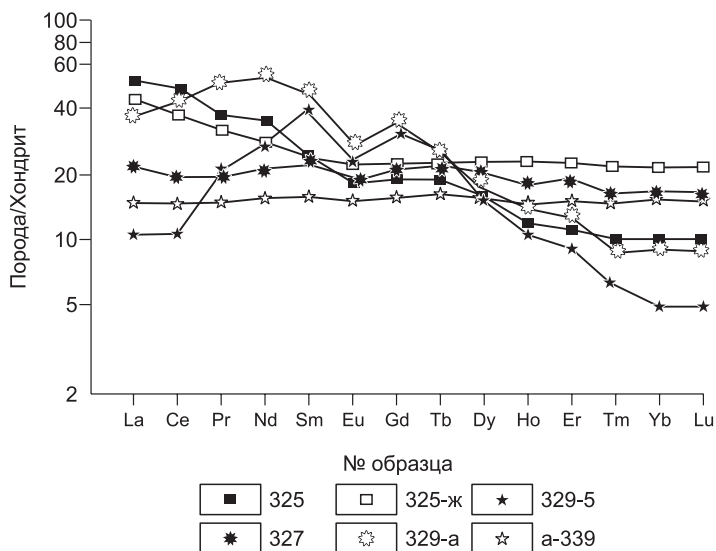


Рис. 7. Распределение содержаний РЗЭ в метаультрамафитах Ауланджинского блока, нормированных по хондриту [McDonough, Sun, 1995].

температура сапфиринов-шпинелевого равновесия равна 861 °С. Как видно из сопоставления, эмпирический сапфиринов-шпинелевый термометр хорошо соответствует определениям температур по TWQ и гранат-ортопироксеновому термометру. Экспериментальные сапфиринов-шпинелевые термометры, видимо, менее точны, поскольку они не учитывают степень окисленности железа в сапфирине. Очевидно, можно принять, что реакционные структуры в обр. 329-а (жедрит-ортопироксен-пла-

гиоклазовые срастания вокруг граната) и 329-5 (каймы сапфирина вокруг шпинели) образовались при величине давления около 5 кбар и температурах 840—860 °С. В работе [Авченко и др., 2018] образование реакционных структур связывается с эволюцией метаморфизма по регрессивному *PT*-тренду от пиковых условий метаморфизма ($P = 7$ кбар, $T = 1000$ °С) до условий образования реакционных структур, с дальнейшим снижением температуры и давления в условия классической амфиболитовой фации (рис. 8). Этот *PT*-тренд был получен при помощи расчетов по программе TWQ, термометрических данных по циркону, моделированием на программном комплексе Селектор и с помощью экстраполяции в условия образования шпинелевых гранулитов.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ САПФИРИН-ШПИНЕЛЕВЫХ РЕАКЦИОННЫХ СТРУКТУР ПО ОКИСЛИТЕЛЬНОМУ ПОТЕНЦИАЛУ

Для данной работы, как будет видно из дальнейшего, особое значение имеет оценка потенциала кислорода в ассоциации сапфиринов—шпинель. Рассмотрим подробно методику оценки потенциала кислорода в этом парагенезисе методом моделирования, поскольку принятым в петрологии методом стехиометрического формализма решить эту задачу невозможно.

Достаточно давно установлено, что в структуру сапфирина в значительных количествах может входить трехвалентное железо [Steffen et al., 1984]. Так, максимальное содержание трехвалентного железа в сапфирине по месбауэровским спектрам при температуре 1100 °С и давлении 2 кбар может достигать величины 0.7 на кристаллохимическую формулу. Таким образом, состав сапфирина может служить потенциальным оксаметром, а расчет сапфириносодержащих фазовых диаграмм должен производиться с учетом трехвалентного железа. Однако только в 2010 г. К. Тэйлор-Джонс и Р. Пауэлл [Taylor-Jones, Powell, 2010] попытались ввести трехвалентное железо в модель твердого раствора сапфирина. Она была уточнена в 2014 г. [Wheller, Powell, 2014] и согласована с улучшенными термодинамическими данными конечных миналов, опубликованными в работах [Holland, Powell, 1998, 2011]. Данная модель и соответствующие термодинамические данные конечных миналов были введены в ПК (программный комплекс) Селектор и послужили основой для расчета потенциала кислорода в сапфиринов-шпинелевых ассоциациях.

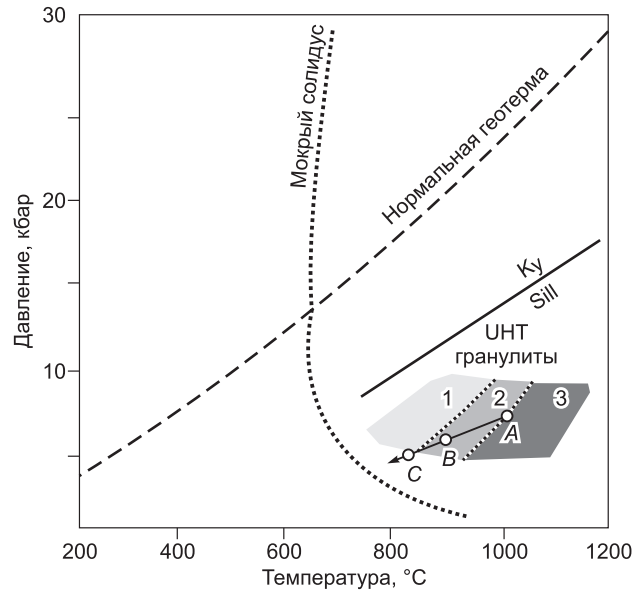
Моделирование на ПК Селектор производится на основе определенного химического состава породы [Авченко и др., 2009]. Нам для этой цели послужил реальный состав обр. 329-5 (см. табл. 2), который мы ввели в задачу. Была принята двухрезервуарная модель, когда в один резервуар помещается флюид, а в другой — данный состав породы. В процессе моделирования флюид определенного состава переходит в резервуар, где находится по-

Таблица 3. Среднее содержание циркония (г/т) в породах земной коры, по [Когарко и др., 1988]

Порода	Zr, г/т
Ультрабазиты	34
Ультрабазиты из щелочных массивов	106
Базиты	50
Габброиды щелочные	142
Средние	150
Кислые	200
Основные	104
Толейтовые базальты	100
Толейтовые базальты океанических островов	200
Щелочные сиениты	510
Щелочные граниты	837

Рис. 8. Вероятный *PT*-тренд эволюции метаморфизма Ауланджинского выступа.

Точки *B* и *C* определены расчетом по гранат-ортопироксеновому геобаротермометру, встроенному в программу TWQ (точка *C*) и на основе моделирования обр. 329-5 (точка *B*). Точка *A* — экстраполяция линии *BC* в поле шпинелевых гранулитов, УНТ — поле ультравысокотемпературных гранулитов [Kelsey, Hand, 2015]. 1—3 — поля минеральных парагенезисов, рассчитанные по ПК Селектор на основе обр. 329-5: 1 — с сапфирином без шпинели, 2 — с сапфирином и шпинелью, 3 — со шпинелью без сапфирина.



рода, и в нем происходит реакция с образованием равновесного минерального парагенезиса и соответствующего флюида. В решении выдается состав минералов и состав флюида. Моделирование проводилось с использованием термодинамической базы [Holland, Powell, 1998] при учете моделей твердых растворов. База данных по моделям твердых растворов по сравнению с работой [Авченко и др., 2009] была существенно переработана и расширена за счет новых моделей орто- и клиноамфиболов, биотита, клинопироксена, ильменита, шпинели, сапфирина, опубликованных в работах [White et al., 2002, 2005; Diener et al., 2007; Green et al., 2007; Tajčmanová et al., 2009].

Газовый флюид моделировался идеальной смесью реальных газов H_2O , CO_2 , CH_4 , CO , H_2 , O_2 , причем зависимость термодинамических характеристик газов от давления вычислялась по модифицированному Б.И. Ли и М.Г. Кеслером [Lee, Kesler, 1975] уравнению состояния Бенедикта—Вебба—Рубина. Далее в условиях буферирования рассматриваемой породой (обр. 329-5) флюида осуществлялся поиск таких условий *P* и *T*, чтобы в результате решения получилась модельная ассоциация, содержащая сапфирин и шпинель, составы минералов в которой были бы максимально близки к наблюдаемым в реальности. Как оказалось, при $P = 6$ кбар и $T = 900$ °C и при вполне определенном составе флюида возможно создать минеральную ассоциацию, содержащую сапфирин и шпинель, составы которых по величине магнезиальности и окисленности очень близки к наблюдаемым в реальности составам (табл. 4). Заметим при этом, что получившиеся модельные параметры *P* и *T* достаточно близки к оценкам *P* и *T*, вы-

Таблица 4. Сопоставление реальных составов минералов с модельными составами в ассоциации Spr + Spl + Pl + Opx + Bt при 900 °C и 6 кбар

Минерал	Параметр	Реальные	Модельные
Spr	X_{mg}	0.89 (среднее)	0.89
Spl	X_{mg}	0.65 (среднее)	0.66
Spr	$X_{Fe^{3+}}$	0.41 (среднее)	0.37
Spl	$X_{Fe^{3+}}$	0.17 (среднее)	0.16
Bt	X_{mg}	0.83	0.82
Opx	X_{mg}	0.81	0.84
Pl	X_{An}^{Pl}	54-80	63

Примечание. Состав флюида показан в табл. 5.

Таблица 5. Параметры состава флюида (парциальные давления газов и логарифм фугитивности кислорода) до реакции с породой (1) и после реакции (2)

p_f , бар	p_{CO_2} , бар	p_{CO} , бар	p_{H_2} , бар	p_{CH_4} , бар	p_{H_2O} , бар	$\lg f_{O_2}$
1	4880	134	9	1	972	-13
2	5275	1	0.05	0	724	-8.7

Примечание. Отношение флюид/порода (W/R) = 0.05.

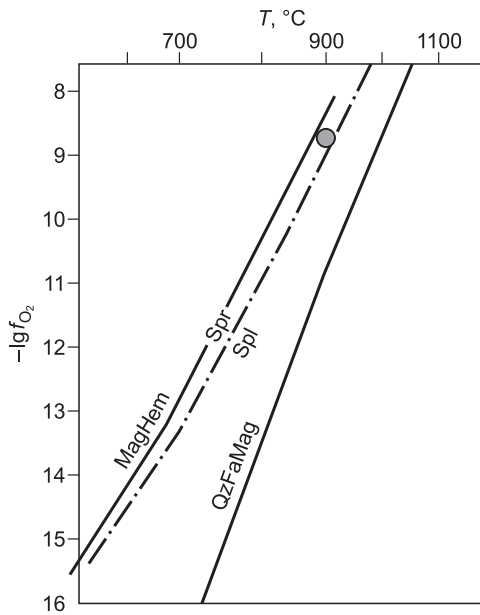


Рис. 9. Величина активности кислорода в ассоциации сапфиринов—шпинель (кружок) для обр. 329-5 на диаграмме $-\lg f_{O_2}-T, P = 6$ кбар.

Сплошные линии — буферные равновесия магнетит—гематит (MagHem) и кварц—фаялит—магнетит (QzFaMag), штрихпунктирная — граница сапфиринов-шпинелевого (Spr) и шпинелевого (Spl) полей.

веденным по геотермобарометрам. При этом решение позволяет получить величину активности (фугитивности) кислорода в данной минеральной ассоциации. Параметры состава флюида до и после реакции с породой приводятся в табл. 5. Согласно проведенным расчетам, величина логарифма фугитивности кислорода в образовавшейся модельной ассоциации $Spr + Spl + Pl + Orx + Bt + Grt$ (индексы минералов см. на рис. 3) при 900 °C и давлении 6 кбар составила величину -8.7 , тогда как $\lg f_{O_2}$ на буфере магнетит—гематит (MagHem) при тех же параметрах P и T равен -8.4 (рис. 9). Целый ряд ранее тщательно выполненных измерений активности кислорода в породах гранулитовой фации сутамского комплекса показал величину активности кислорода на полтора—два порядка ниже буфера магнетит—гематит [Бадретдинов и др., 2009, см. рис. 2].

Изученная шпинель-сапфириновая реакционная структура из метаультрамафитов Ауланджинского блока, таким образом, значительно более окислена, чем эндербиты и гранулиты сутамского комплекса. Если рассчитать модельную шпинель-сапфириновую минеральную ассоциацию при 900 °C и давлении 6 кбар прямо на буфере MagHem, то величина $X_{Fe^{3+}} = Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+})$ в сапфирине будет равна 0.42. Если же, меняя состав флюида, получить ту же ассоциацию на буфере QzFaMag, то величина $X_{Fe^{3+}}$ в сапфирине составит 0.15. Поскольку средняя величина $X_{Fe^{3+}}$ в реальном сапфирине по данным шести анализов [Авченко и др., 2018, см. табл. 4], равна 0.41, то совершенно очевидна высокая степень окисленности сапфирина в обр. 329-5, близкая по величине активности кислорода к буферу MagHem. Высокая степень окисленности сапфирина в изучаемом образце непосредственно (без термодинамических расчетов) подтверждается следующим сопоставлением. В окисленных породах террейна Вильсон Лэйк возрастом 1.7—1.6 млрд лет, на Центральном Лабрадоре описана сапфирин-кварцевая ассоциация в парагенезисе с биотитом, пертитовым калиевым полевым шпатом, плагиоклазом, ортопироксеном, магнетитом и титанистым гематитом [Korhonen et al., 2012]. Сапфирин из этих пород имеет, по нашему расчету, величину $X_{Fe^{3+}} = 0.51$, тогда как содержание Fe_2O_3 в титанистом гематите достигает 1.67 ф. ед. при содержании титана 0.16. Таким образом, сапфирин из террейна Вильсон Лэйк, лежащий практически на магнетит-гематитовом буфере, оказывается лишь в небольшой степени более окисленным, чем сапфирин из обр. 329-5.

ОБСУЖДЕНИЕ

Таким образом, изученные сапфирин-шпинелевые и гранатовые жедрититы, хотя и являются метаультрамафитами (см. рис. 5), тем не менее сильно отличаются по петрохимии (см. рис. 4) и геохимии (см. рис. 6, 7) от метаультрамафитов этого же региона и имеют необычно высокий для древних гранулитов окислительный потенциал. В особенности интересно обогащение жедрититов Zr, Ba, Rb, Hf, U, по сравнению с другими метаультрамафитами Ауланджинского блока. Так, содержание циркония в обр. 329-а выше содержания циркония в обр. 325 (наиболее богатом цирконием из других метаультрамафитов Ауланджинского блока) почти в пять раз (!). Рассмотрим возможные объяснения этих интересных фактов.

Петрологические, геохимические и текстурные особенности рассматриваемых уникальных пород (образцы 329-а и 329-5) можно объяснить с позиций трех гипотез — протолитовой (1), метасоматической (2) и тем, что эти породы представляют собой переотложенную кору выветривания магматических ультрамафитов (3). Первая гипотеза предполагает, что протолит, по которому образовались сапфирин-шпинелевые и гранатовые жедрититы изначально был обогащен цирконием и другими компонентами. Однако, согласно данным, показанным в табл. 3, подобные содержания циркония могут быть только в щелочных гранитах и сиенитах, но не в умеренно щелочных метаультрамафитах (см. рис. 5). Вторая гипотеза предполагает щелочной метасоматоз жедрититов, возможно, связанный с гранитизацией Ауланджинского блока. Этой гипотезы придерживается И.Л. Жуланова. Однако она вступает в противоречие с прямыми петрографическими и геохимическими особенностями этих пород. Все дело в том, что

щелочной метасоматоз (а надо говорить о достаточно интенсивном щелочном метасоматозе) должен был обязательно сказаться на составе плагиоклаза — его альбитизации или образовании более кислых зон плагиоклаза по первичным, более основным ядрам. Однако все проведенные наблюдения на микрозонде свидетельствуют, что плагиоклаз в жедрититах обладает хорошо выраженной обратной зональностью: он всегда имеет кислые ядра и более основную оторочку, причем разница по составу между ядром и оторочкой значительна (соответственно 56—61 и до 75—80 % анортитовой молекулы). А щелочной (или кислый) метасоматоз никак не смог бы сформировать такую зональность плагиоклаза. Более того, в других метасоматозах Ауланджинского блока с нормальным содержанием Zr, Ba, Rb, Hf, U и где метасоматоз даже нельзя предполагать, плагиоклаз также обладает обратной зональностью. Эта зональность хорошо объясняется, как показано в работе [Авченко и др., 2018], эволюцией метаморфизма по регрессивному *PT*-тренду, что сопровождается поступлением водно-углекислых флюидов, наложением амфибола с соответствующим перераспределением натрия между амфиболом и плагиоклазом — уходом натрия в амфибол с образованием основных краевых зон плагиоклаза. С этой точки зрения объясняется факт контакта жедрита только с основными краями плагиоклаза (см. рис. 3). Кроме того, с позиций щелочного метасоматоза необъясним высокий окислительный потенциал в обр. 329-5, поскольку обычные флюиды, с которыми связана гранитизация, как правило, имеют окислительный потенциал где-то в пределах кварц-фаялит-магнетитового буфера, т. е. значительно ниже, чем в рассматриваемых сапфириин-шпинелевых метасоматозах. Против щелочного метасоматоза свидетельствует даже сама уникальность или единственность находки минерального парагенезиса обр. 329-5, поскольку метасоматоз, связанный с гранитизацией, должен иметь региональный характер. Обратимся к третьей гипотезе, согласно которой сапфириин-шпинелевые и гранатовые жедрититы представляют собой переотложенную кору выветривания магматических ультрамафитов. Эта гипотеза хорошо объясняет все особенности данных пород и предполагает следующий сценарий их образования.

В раннем протерозое комплекс магматических ультрамафитов Ауланджинского блока был выведен на поверхность Земли, где подвергся выветриванию, возможно, подводному. Этот процесс привел к образованию ультраосновных глин специфического состава и их переотложению, сопровождаемым механическим привнесом цирконов, поступающих из какого-то источника в трещиноватые зоны магматических ультрамафитов. После этого, скорее всего, в процессе коллизионного метаморфизма, который обычно принимается в качестве причины для образования подобного рода гранулитовых пород [Ревердатто и др., 2017], происходило погружение всего блока в условия высокотемпературного метаморфизма при умеренных давлениях, что привело к формированию метасоматоза — гранатпироксеновых, двупироксеновых и гранат-шпинелевых по первоначальным ультрамафитам и ультраосновным глинам. Затем происходил подъем Ауланджинского блока по ретроградному *PT*-тренду (см. рис. 8) с одновременным поступлением восходящих водно-углекислых флюидов, распадом граната, образованием реакционных структур с сапфирином, ортопироксеном и жедритом, наложением амфибола на ранние ассоциации и образованием мелких цирконов возрастом 1.9 млрд лет. С этой точки зрения крупные цирконы с палеоархейскими ядрами и осцилляторной зональностью могут иметь детритовую природу, а небольшие цирконы — метаморфогенную. Цирконы подобного генезиса не являются чем-то необычным, они описаны, например, в сапфириновых гранулитах Юго-Западной Норвегии [Drüppel et al., 2013]. Однако для детритовых цирконов более вероятен значительный разброс датировок, чего в данном случае не наблюдается: U-Pb даты цирконов с возрастом около 3.2 млрд лет формируют на конкордии один единственный хорошо выраженный кластер за исключением одного кристалла возрастом 2.4 млрд лет [Акинин, Жуланова, 2016]. И хотя вполне возможно объяснить отсутствие разброса датировок в этих цирконах тем, что они поступили из какого-то близрасположенного магматического источника, имеющего палеоархейский возраст, проблема природы крупных цирконов — осадочно-детритовая или протемагматическая — требует дальнейшего изучения.

Если гипотеза о метапелитовой природе рассматриваемых жедрититов справедлива, то термодинамические характеристики шпинель-сапфириновых реакционных структур могут служить свидетельством того, что уже в раннем протерозое на поверхности Земли величина потенциала кислорода соответствовала буферу магнетит—гематит. Это заключение не противоречит известному резкому повышению потенциала кислорода в ранней земной атмосфере, которое датируется возрастным интервалом в 2.4—2.1 млрд лет и описывается как Большое Кислородное Событие (GOE) [Lyons et al., 2014]. Появление свободного кислорода в атмосфере Земли связывается с кислородным фотосинтезом эукариотами и цианобактериями, которые диагностируются на основе особых биомаркеров — молекулярных фосфилий [Brocks et al., 1999; Rasmussen, 2008].

Признание новой оригинальной идеи о вероятной метапелитовой природе сапфириин-шпинелевых и гранатовых жедрититов Ауланджинского блока потребует существенной ревизии истории формирования кристаллического фундамента ОМ как целого. Эта дискуссионная проблема — интересная задача на будущее.

ВЫВОДЫ

1. Уникальные магнезиально-глиноземистые ультраосновные сапфирин-шпинелевые и гранатовые жедрититы Ауланджинского блока резко отличаются от других метаультрамафитов этого же блока по петрохимии и геохимии. Эти отличия сводятся к обогащению жедрититов глиноземом, цирконием, барием, рубидием, гафнием, ураном и обеднению их кальцием и тяжелыми редкоземельными элементами. Необычен и текстурный рисунок жедрититовых пород, в котором просматривается своеобразная полосчатость (слоистость?).

2. Оценка окислительного потенциала в ассоциации сапфирин-шпинель показала повышенную фугитивность кислорода, близкую к уровню магнетит-гематитового буфера, который в древних гранулитовых комплексах никогда не отмечался.

3. Указанные петрогеохимические особенности жедрититов Ауланджинского блока объясняются тем, что они представляют собой, вероятно, кору выветривания вмещающих метаультрамафитов. Если верна эта гипотеза, то данные породы могут служить свидетельством того, что уже в раннем протерозое на поверхности Земли величина потенциала кислорода соответствовала буферу магнетит—гематит. Этот вывод не противоречит известному Большому Кислородному Событию (GOE) на поверхности Земли, которое датируется возрастным интервалом 2.4—2.1 млрд лет.

4. Не исключено, что крупные кристаллы цирконов с осцилляторной зональностью и палеоархейским возрастом их ядерных зон могут иметь детритовую природу, тогда как их каймы и мелкие новообразованные цирконы — метаморфогенную.

ЛИТЕРАТУРА

Авченко О.В., Чудненко К.В., Александров И.А. Основы физико-химического моделирования минеральных систем. М., Наука, 2009, 229 с.

Авченко О.В., Жуланова И.Л., Чудненко К.В., Карабцов А.А. Шпинель-сапфириновые реакционные структуры в гранатовых метаультрамафитах Омолонского массива: петрогенезис и геологическая интерпретация (Северо-Восток Азии) // Тихоокеанская геология, 2018, т. 37, № 3, с. 15—31.

Акинин В.В., Жуланова И.Л. Возраст и геохимия циркона из древнейших метаморфических пород Омолонского массива (Северо-Восток России) // Геохимия, 2016, № 8, с. 675—684.

Бадретдинов З.Г., Шарова О.И., Авченко О.В., Сахно В.Г., Мишкин М.А., Вовна Г.М., Карабцов А.А. Магнетит-ильменитовые равновесия в архейских эндербитах сутамского комплекса (Алданский щит) // ДАН, 2009, т. 425, № 1, с. 67—71.

Бибикова Е.В. Уран-свинцовая геохронология ранних этапов развития древних щитов. М., Наука, 1989, 179 с.

Гельман М.Л. Вопросы геологии древнейших метаморфических комплексов Северо-Востока СССР // Основные проблемы биостратиграфии и палеогеографии Северо-Востока СССР. Магадан, ДВНЦ АН СССР, 1974, с. 73—79.

Графчиков А.А., Фонарев В.И. Гранат-ортопироксен-плагиоклаз-кварцевый барометр (экспериментальная калибровка) // Очерки физико-химической петрологии. М., Наука, 1991, вып. 16, с. 199—225.

Жуланова И.Л. Земная кора Северо-Востока Азии в докембрии и фанерозое. М., Наука, 1990, 304 с.

Жуланова И.Л., Авченко О.В., Шарова О.И. Гранатовые метаультрамафиты и гранатовые жедрититы Омолонского микроконтинента: глубинный диафторез и его геолого-тектоническая интерпретация (Северо-Восток России) // Фундаментальные исследования, 2014, ч. 6, № 8, с. 1393—1399.

Когарко Л.Н., Лазуткина Л.Н., Кригман Л.Д. Условия концентрирования циркония в магматических процессах. М., Наука, 1988, 68 с.

Котляр И.Н., Жуланова И.Л., Русакова Т.Б., Гагиева А.М. Изотопные системы магматических и метаморфических комплексов Северо-Востока России. Магадан, СВКНИИ ДВО РАН, 2001, 319 с.

Лаврентьева И.В., Перчук Л.Л. Экспериментальное изучение фазового соответствия в системе гранат—ортопироксен—амфибол при 700 и 800 °С // Очерки физико-химической петрологии. Вып. XVI. М., Наука, 1991, с. 139—164.

Петрографический кодекс России / Ред. Л.П. Шарпенюк. СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 2009, 200 с.

Ревердатто В.В., Лиханов И.И., Полянский О.П., Шеплев В.С., Колобов В.Ю. Природа и модели метаморфизма. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2017, 330 с.

Aranovich L.Ya., Berman R.G. A new garnet—orthopyroxene barometer based on reversed Al_2O_3 solubility in $FeO-Al_2O_3-SiO_2$ orthopyroxene // Am. Mineral., 1997, v. 82, p. 345—353.

Berg J.H. Chemical variations in sodium gedrite from Labrador // Am. Mineral., 1985, v. 70, p. 1205—1210.

- Brocks J.J., Logan G.A., Buick R., Summons R.E.** Archean molecular fossils and the early rise of eukaryotes // *Science*, 1999, v. 285, p. 1033—1036.
- Das K., Fujino K., Tomioka N., Miura H.** Experimental data on Fe and Mg partitioning between coexisting sapphirine and spinel: an empirical geothermometer and its application // *Eur. J. Mineral.*, 2006, v. 18, № 1, p. 49—58.
- Diener J.F.A., Powell R., White R.W., Holland T.J.B.** A new thermodynamic model for clino- and orthoamphiboles in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{O}$ // *J. Metamorph. Geol.*, 2007, v. 25, p. 631—656.
- Drüppel K., Elsäber L., Brandt S., Gerdes A.** Sveconorwegian mid-crustal ultrahigh-temperature metamorphism in Rogaland, Norway: U-Pb LA-ICP-MS geochronology and pseudosection of sapphirine granulites and associated paragneisses // *J. Petrol.*, 2013, v. 54, № 2, p. 305—350.
- Ferry J.M., Watson E.B.** New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon geothermometer // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2007, v. 154, p. 429—437.
- Green E., Holland T.J.B., Powell R.** An order-disorder model for omphacitic pyroxenes in the system jadeite-diopside-hedenbergite-acmite, with applications to eclogitic rocks // *Am. Mineral.*, 2007, v. 92, № 7, p. 1181—1189.
- Holland T.J.B., Powell R.** An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest // *J. Metamorph. Geol.*, 1998, v. 16, № 3, p. 309—343.
- Holland T.J.B., Powell R.** An improved and extended internally-consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest, involving a new equation of state for solids // *J. Metamorph. Geol.*, 2011, v. 29, p. 333—383.
- Kelsey D.E., Hand M.** On ultrahigh temperature crustal metamorphism: Phase equilibria, trace element thermometry, bulk composition, heat sources, timescales and tectonic setting // *Geosci. Front.*, 2015, v. 6 (3), p. 311—356.
- Korhonen F.J., Powell R., Stout J.H.** Stability of sapphirine + quartz in the oxidized rocks of the Wilson Lake, Labrador: calculated equilibria in NCKFMASHTO // *J. Metamorph. Geol.*, 2012, v. 30, p. 21—36.
- Kriegsman L.M., Schumacher J.C.** Petrology of sapphirine-bearing and associated granulites from central Sri Lanka // *J. Petrol.*, 1999, v. 40, p. 1211—1239.
- Lee B.I., Kesler M.G.** Generalized thermodynamic correlations based on three-parameter corresponding states // *AiChE J.*, 1975, v. 21, № 3, p. 510—527.
- Lyons T.W., Reinhard C.T., Planavsky N.J.** The rise of oxygen in Earth's early ocean and atmosphere // *Nature*, 2014, v. 506, p. 307—315.
- McDonough W.F., Sun S.-S.** The composition of Earth // *Chem. Geol.*, 1995, v. 120, № 3-4, p. 223—253.
- Owen J.V., Greenough J.D.** An empirical sapphirine-spinel Mg-Fe exchange thermometer and its application to high grade xenoliths in the Popes Harbour dyke, Nova Scotia, Canada // *Lithos*, 1991, v. 26, p. 317—332.
- Rasmussen B., Fletcher I.R., Brocks J.J., Kilburn M.R.** Reassessing the first appearance of eukaryotes and cyanobacteria // *Nature*, 2008, v. 455, p. 1101—1104.
- Sato K., Miyamoto T., Kawasaki T.** Experimental calibration of sapphirine-spinel Fe^{2+} -Mg exchange thermometer: Implication for constraints on P - T condition of Howard Hills, Napier Complex, East Antarctica // *Gondwana Res.*, 2006, v. 9, p. 398—408.
- Steffen G., Seifert F., Amthauer G.** Ferric iron in sapphirine: a Mössbauer spectroscopic study // *Am. Mineral.*, 1984, v. 69, p. 339—348.
- Tajčmanová L., Connolly J.A.D., Cesare B.** A thermodynamic model for titanium and ferric iron solution in biotite // *J. Metamorph. Geol.*, 2009, v. 27, p. 153—165.
- Taylor-Jones K., Powell R.** The stability of sapphirine + quartz: calculated phase equilibria in $\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{TiO}_2-\text{O}$ // *J. Metamorph. Geol.*, 2010, v. 28, p. 615—633.
- Wheller C.J., Powell R.** A new thermodynamic model for sapphirine: calculated phase equilibria in $\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{TiO}_2-\text{Fe}_2\text{O}_3$ // *J. Metamorph. Geol.*, 2014, v. 32, p. 287—299.
- White R.W., Powell R., Clarke G.L.** The interpretation of reaction textures in Fe-rich metapelitic granulites of the Musgrave Block, central Australia: constraints from mineral equilibria calculations in the system $\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{TiO}_2-\text{Fe}_2\text{O}_3$ // *J. Metamorph. Geol.*, 2002, v. 20, p. 41—55.
- White R.W., Pomroy N.E., Powell R.** An in situ metatexite-diatexite transition in upper amphibolite facies rocks from Broken Hill, Australia // *J. Metamorph. Geol.*, 2005, v. 23, p. 579—602.
- Whitney D.L., Evans B.W.** Abbreviations for names of rock-forming minerals // *Am. Mineral.*, 2010, v. 95, p. 185—187.