



## Жадеит Беденского серпентинитового массива, Западный Кавказ

Герасимов В.Ю.<sup>1</sup>, Газеев В.М.<sup>2,3</sup>, Гурбанов А.Г.<sup>2,3</sup>, Попов С.В.<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН, Москва, [gera-igem2008@yandex.ru](mailto:gera-igem2008@yandex.ru)

<sup>2</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, [gazeev@igem.ru](mailto:gazeev@igem.ru); [ag.gurbanov@yandex.ru](mailto:ag.gurbanov@yandex.ru)

<sup>3</sup>Федеральный научный центр «Владикавказский научный центр РАН», Владикавказ

<sup>4</sup>ДШИ им. С.В.Рахманинова, Краснодар, [kuticz@mail.ru](mailto:kuticz@mail.ru)

В работе представлены новые данные о находках жадеита на Западном Кавказе. Проведены микроскопические и микронзондовые исследования образцов жадеита из Беденского массива серпентинитов. Показано, что минерал содержит до 93% жадеитовой молекулы. Рассмотрено геологическое положение массива серпентинитов, генезис и термодинамическая устойчивость жадеита в коровых условиях. Установлено, что проявления жадеита связаны с зонами высокобарного тектонического меланжа, которые наследуют древние палеозойские зоны палеосубдукции в структуре Передового хребта Большого Кавказа. Эти зоны характеризуются высокими скоростями охлаждения и эксгумации вещества эколлитов и жадеитовых пород. Обсуждаются практическая значимость находок жадеита на Северном Кавказе и перспективы открытия новых месторождений этого самоцветного сырья в регионе.

**Ключевые слова:** жадеит, Северный Кавказ, Беденский массив, серпентиниты, эколлиты.

Жадеит – минерал группы щелочных моноклинных пироксенов с теоретической формулой  $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$ . Жадеит известен с глубокой древности. Еще со времен неолита этот камень использовался древним человеком для изготовления примитивных орудий труда и инструментов. Считается, что название минерала жадеит происходит от старинного испанского выражения *piedra de ijada* – «набедренный камень» (Дюдя, Рэйл, 1998). Пироксены с высоким содержанием жадеитовой молекулы встречаются в высокобарных минеральных ассоциациях метаморфических горных пород: в эколлитах, друзитах, глаукофановых сланцах.

На Западном Кавказе находки жадеита известны в бассейнах рек Белая и Ходзь. Коренные выходы жадеита связаны с небольшими массивами ультрамафитов в истоках рек Киша и Ачешбок. Недавно жадеитовые породы были обнаружены С.В. Поповым и в серпентинитах Беденского массива.

### Геологическая ситуация

Беденский массив серпентинитов находится в верхнем течении р. Большая Лаба, в 6 км выше

с. Псемен в Урупском районе Карачаево-Черкесии. Ультрамафиты Беденского массива вскрыты в долине р. Б. Лаба (рис. 1) на площади около 9 км<sup>2</sup>. С севера массив ограничен выходами метагранитоидов Бескесского кристаллического выступа (рис. 2). Контакты серпентинитов с вмещающими кристаллическими породами тектонизированы. С юга Беденский массив ограничен зоной девонских метаморфитов Урупско-Тоханской комплекса Передового хребта. В период юрской трансгрессии Беденский массив и весь комплекс кристаллических пород фундамента были перекрыты морскими карбонно-терригенными отложениями. С корой выветривания серпентинитов связывают рудопроявления благородных металлов. В самих ультрамафитах известны небольшие рудопроявления хромита и асбеста. Некоторые декоративные плотные разновидности серпентинитов используются как поделочный и облицовочный материал. Порода имеет высокую теплоемкость, химически инертна и стабильна при нагревании. В настоящее время карьерным способом добывается массивная тонкозерни-

стая разновидность камня в качестве эффективного твердого теплоносителя для саун и бань.

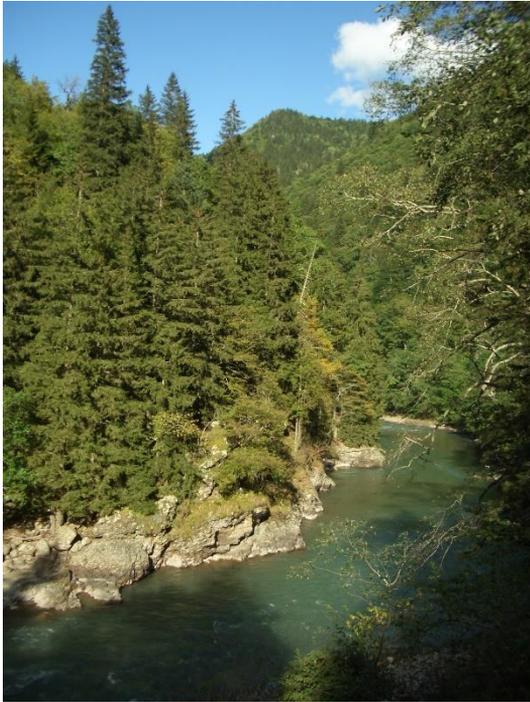


Рис. 1. Руслу реки Большая Лаба в зоне южного контакта Беденского массива ультрабазитов с девонскими метаморфитами Урупского комплекса Передового хребта (Западный Кавказ).

Возраст серпентинитов Беденского массива точно не определен. Возраст бескесских метагранитоидов на северном контакте массива ранее считался протерозойским. Последние исследования по цирконометрии этих ортогнейсов показывают, что возраст магматической стадии исходных гранитоидов был девонским, около 390 Ма (Сомин и др., 2009; Somin, 2011), а сам девонский гранитный магматизм синхронен периоду формирования островодужного комплекса зоны Передового хребта. Аналогично возраст гранитов балки Мошевой, которые прорывают ультрамафиты Беденского массива вблизи северного контакта (рис. 2), оказался не ордовикским, а тоже девонским. Циркон, извлеченный из этих гранитов, по результатам U-Pb-датирования (неопубликованные данные), образует на конкордии два возрастных кластера: 380 Ма и 360 Ма, что, по сути, роднит их с метагранитоидами Бескеса. Судя по зональности кристаллов циркона, первый кластер (380 Ма, центры зерен) отвечает за возраст генерации гранитного расплава, а второй (360 Ма, края зерен) – за возраст кристаллизации расплава. В этом случае возраст самой протрузии беденских серпентинитов должен быть, скорее всего, додевонским – раннепалеозойским или даже докембрийским. При взаимодействии гранитного

расплава с серпентинитами возникают флогопит-актинолит-талковые метасоматиты. Ранее предпринимались попытки K-Ar-датирования гранитов балки Мошевой по метасоматическому флогопиту (Афанасьев Г.Д. и др., 1968), но крупночешуйчатый флогопит из этих метасоматитов содержит избыточный аргон, и он дает завышенное значение K-Ar изотопного возраста 450 Ма.

### Тектоническая позиция ультрамафитов на Северном Кавказе

В структуре кристаллического фундамента Большого Кавказа массивы ультрамафитов занимают особое место. Обычно они образуют вытянутые тела, протрузии, которые трассируют шовные зоны, ориентированные параллельно основным осевым структурам Главного хребта. Горячие контакты отсутствуют. По минеральному составу массивы гипербазитов на Северном Кавказе достаточно однородны, они сложены в основном альпинотипными серпентинитами с реликтами лерцоцитов, гарцбургитов, дунитов и пироксенитов. По петрохимическим особенностям они близки к хромитоносному формационному типу гипербазитов Урала (Шенгелиа, Кориковский и др., 1991). Крупнейший на Северном Кавказе Малкинский массив гипербазитов интегрирован в структуру Бечасынской зоны Большого Кавказа, которая является южным обрамлением Скифской плиты. Но в составе крупных протрузий ультрабазитов, таких как Малкинский массив, признаков высокобарной экологитовой и жадеитовой минерализации пока не обнаружено. Видимо, это объясняется спецификой тектонического развития платформенной зоны кристаллического фундамента Большого Кавказа.

Много мелких протрузий ультрабазитов рассредоточено вдоль Пшекиш-Тырныаузской шовной зоны. Они трассируют древнюю палеозойскую зону палеосубдукции в структуре Передового хребта. Там же сосредоточены и мелкие тела экологитов в составе Блыбского и Лабарданского высокобарных метаморфических комплексов. Экологиты часто пространственно связаны с телами серпентинитов, но не входят в них непосредственно, образуя тектонический меланж. Возраст высокобарного метаморфизма оценивается как девонский (380 Ма), возраст экстумации экологитов соответствует карбону (Philipot et al., 2001). Экологиты содержат омфацил – натровый пироксен с большим содержанием жадеитовой молекулы, что является признаком высоких давлений. Находки жадеита на Западном Кавказе также связаны с массивами серпентинитов, которые тектонически приурочены к оперяющим разломам Пшекиш-Тырныаузской шовной зоны. Таким образом, образование жадеита в серпентинитах генетически связано с зонами высокобарного метаморфизма.

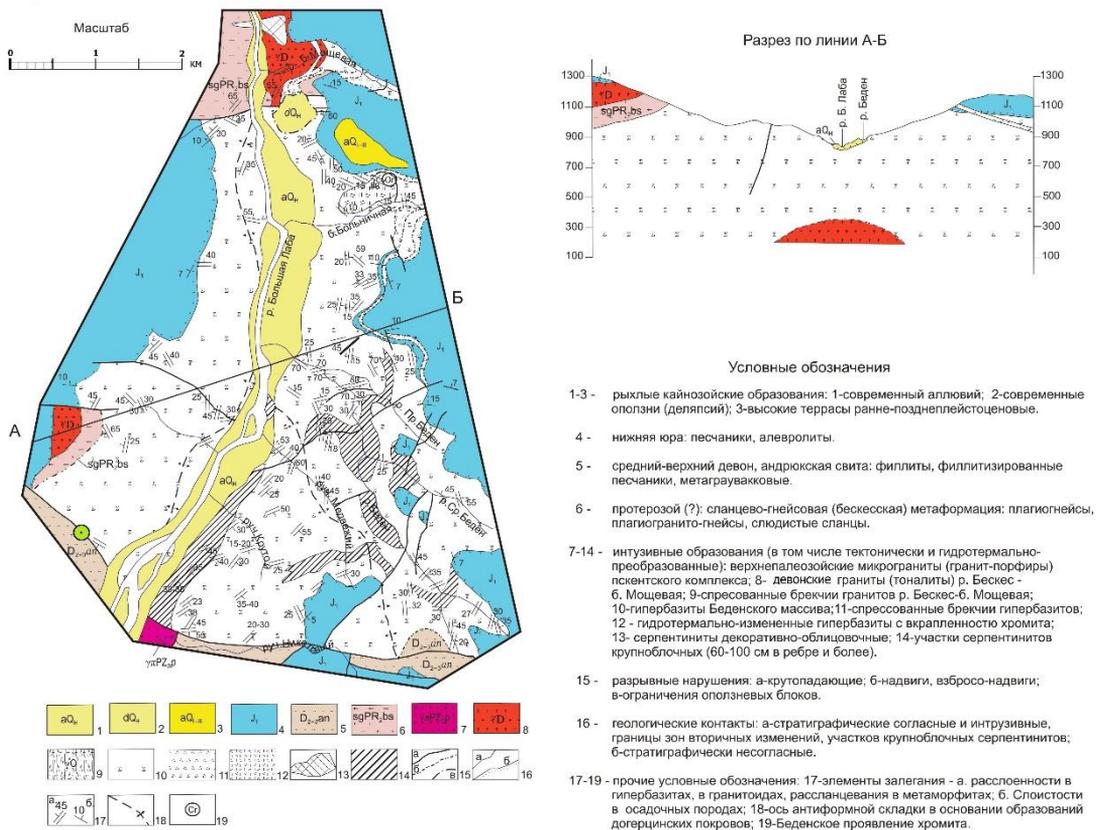


Рис. 2. Геологическая схема Беденского массива серпентинитов (по данным В.Л. Ометченко с изменениями), место обнаружения жадеитовых пород отмечено зеленым пуансоном.

### Жадеит Беденского массива серпентинитов

Коренные выходы жадеита обнаружены на южной окраине Беденского массива серпентинитов, в зоне тектонического меланжа на стыке с девонским метасадочным комплексом пород андрюкской свиты (рис. 2). Будинированные тела и желваки жадеита мощностью от 10–20 см до полуметра затерты в зонах дробления среди деформированных обломков филлитов, серпентинитов, метапесчаников и кварц-карбонатных жил. Такие зоны тектонического контакта протрузий серпентинитов с вмещающими породами часто осложнены поздними гидротермальными и метасоматическими изменениями. Для тектонического меланжа характерны зоны брекчирования, которые часто залечиваются поздней кварц-карбонатной минерализацией.

Проведена предварительная оценка жадеитового сырья Беденского серпентинитового массива. Это массивная мономинеральная тонкозернистая горная порода темного серо-зеленого цвета с голубоватым оттенком, состоящая из клинопироксена с содержанием жадеитовой молекулы около 90%

(рис. 3). Поликристаллическая спутанно-сноповидная, метельчатая гранобластная структура породы (рис. 5) наряду с повышенной твердостью жадеита обеспечивает высокую механическую прочность минерального агрегата. Порода хорошо принимает полировку и может быть использована в качестве подделочного материала (рис. 4). В представленных образцах жадеита отчетливо видна система механических трещин, которая несколько снижает качество подделочного сырья. Встречаются и метасоматические прожилки, выполненные агрегатом кварца с альбитом. Такие отклонения, конечно, влияют на коммерческую оценку стоимости жадеитового сырья, но несколько не умаляют ценности самой находки жадеитовых пород в европейской части России. Очевидно, что разведка новых источников жадеитового самоцветного сырья на Северном Кавказе имеет хорошие перспективы как с геологической, так и с экономической точки зрения и особенно актуальна в рамках концепции устойчивого развития региона.



Рис. 3. Пришлифовка образца жадеитовой породы (8 см) из Беденского массива ультрабазитов.



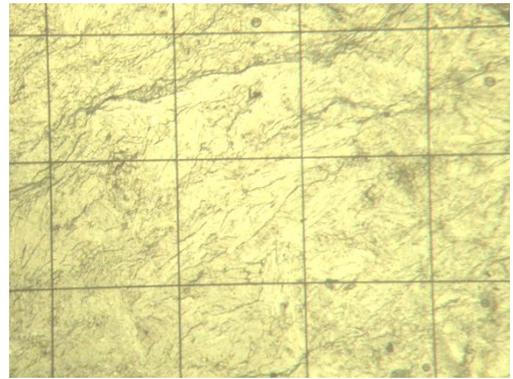
Рис. 4. Изделие из жадеита (полированный шар, размер 6 см), Беденский массив. Отчетливо видна система механических трещин, а также метасоматические прожилки, заполненные кварц-альбитовым агрегатом.

### Методы исследования и результаты анализа

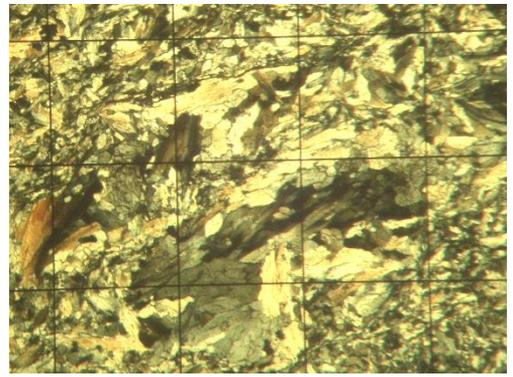
До начала электронно-зондовых исследований первичную диагностику минерала проводили в прозрачных шлифах с помощью традиционных методов оптической поляризационной микроскопии. В проходящем свете жадеит прозрачен и бесцветен, имеет высокий рельеф, плеохроизм практически отсутствует (рис. 5а). На поперечных разрезах наблюдается совершенная пироксеновая спайность. В скрещенных николях для жадеита характерны низкие интерференционные окраски первого порядка (желто-серая гамма) и косое угасание (рис. 5б). Величина двупреломления определялась по цветной номограмме Мишель – Леви,  $n_g - n_p = 0.011-0.013$ . Угол посяния  $s: Ng 36 \pm 1^\circ$  измерялся на удлинённых разрезах с максимальными интерференционными окрасками. Величину угла оптических осей можно оценить в коноскопии на характерных разрезах, перпендикулярных оптической оси, по степени искривления изогиры. Ориентировочно величина угла  $+2V$  для жадеитового пироксена составила  $60-70^\circ$ .

Химический состав пироксена определяли методом электронно-зондового микроанализа (МРСА) с

использованием рентгеновского микроанализатора Camebax microbeam и литий-кремниевый ЭДС-спектрометра Link под управлением системы INCA. Для анализа использовались препараты в виде прозрачно-полированных шлифов с углеродным напылением. Набор рентгеновских спектров проводился при ускоряющем напряжении  $U = 20$  кВ и величине тока  $I = 5$  нА. Время набора спектра 100 сек. Для расчетов использовались интенсивности линий  $K_\alpha$ -серий характеристического рентгеновского излучения химических элементов (рис. 6). В качестве эталонов применялись хорошо проверенные стандарты, гомогенные природные минералы и их синтетические аналоги: Na – NaFeSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub>, бесцветный эгирин (Хибины); Mg – Diopside 119, голубой диопсид (Слюдянка), межлабораторный стандарт; Al – Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> синтетич.; Si, K – Microcline 107, межлабораторный стандарт; Ca – Wollastonite синтетич. (УК); Ti, Mn – MnTiO<sub>3</sub> синтетич.; Fe – Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> синтетич. Результаты измерений приведены в табл. 1, сумма формульных коэффициентов пересчитана на 4 катиона с нормировкой по кислороду.



(а)



(б)

Рис. 5. Микрофотографии шлифа жадеитовой породы Беденского массива в проходящем поляризованном свете: а – николи =, б – николи ×, шаг сетки 1000 мкм. Отчетливо проявлена поликристаллическая спутанно-сноповидная, метельчатая гранобластовая структура породы. В проходящем свете (а) жадеит прозрачен и бесцветен, плеохроизм практически отсутствует. В скрещенных николях (б) для жадеита характерны низкие, серо-желтые интерференционные окраски первого порядка, косое погасание.

Всего по площади шлифа было исследовано 10 зерен пироксена. По химическому составу зерна минерала достаточно однородны. Содержание жадеитовой молекулы в твердом растворе пироксена варьирует в пределах 81–93%, диопсидовой – 4–12%, геденбергитовой – 3–9%. Примесь эгирина незначительна и по расчетам не превышает 3%. Кристаллохимическая формула для спектра №16 (табл. 1) может быть представлена в виде:  $\text{Na}_{0,83}\text{Ca}_{0,16}\text{Mg}_{0,11}\text{Fe}^{+2}_{0,06}\text{Al}_{0,80}\text{Fe}^{+3}_{0,01}\text{Ti}_{0,01}\text{Si}_2\text{O}_6$ , что в пересчете на миалы соответствует формуле пироксена с содержанием жадеитовой молекулы 82%, диопсидовой – 11% и геденбергитовой – 6%. В работе используются традиционные индексы обозначения минералов (Kretz, 1983).

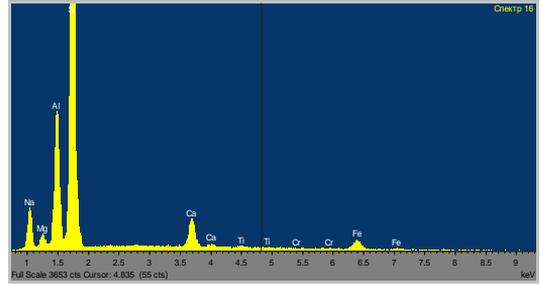


Рис. 6. Рентгеновский спектр с характеристическими линиями химических элементов для жадеитового пироксена Беденского массива серпентинитов по данным МРСА (ЭДС Link).

Таблица 1. Электронно-зондовые анализы и параметры состава клинопироксена (жадеита) Беденского массива ультрамафитов (формульные коэффициенты рассчитаны на 4 катиона)

Срх-3	16	7	9	8	10	11	12	13	14	15
SiO <sub>2</sub>	58.43	58.04	58.20	58.87	57.95	58.68	57.58	58.53	58.65	58.49
TiO <sub>2</sub>	0.49	0.13	0.44	0.61	0.23	0.21	0.35	0.28	0.18	0.57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.86	21.65	20.69	22.01	20.92	21.08	19.14	19.71	22.82	21.61
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10
FeO	2.15	1.58	1.38	1.70	1.69	2.70	2.64	3.56	1.34	1.64
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.07	0.06	0.00
MgO	2.19	0.85	1.65	0.92	1.23	1.60	2.48	1.67	0.85	1.22
CaO	4.40	2.50	3.56	2.93	2.90	3.72	6.09	3.50	2.03	3.06
Na <sub>2</sub> O	12.55	13.62	13.06	13.57	13.31	12.86	11.13	12.73	13.85	13.00
K <sub>2</sub> O	0.03	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.03	0.03	0.01	0.00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	0.39	0.77	0.77	0.00	1.15	0.00	0.00	1.16	0.00	0.00
Сумма										
%	100.49	99.14	99.78	100.62	99.38	100.93	99.44	101.25	99.79	99.69
Si	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.01	2.00	2.00	2.01
Ti	0.01	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01
Al	0.80	0.88	0.84	0.88	0.85	0.85	0.79	0.80	0.92	0.88
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe <sup>+++</sup>	0.01	0.02	0.02	0.00	0.03	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00
Fe <sup>++</sup>	0.06	0.05	0.04	0.05	0.05	0.08	0.08	0.10	0.04	0.05
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.11	0.04	0.08	0.05	0.06	0.08	0.13	0.09	0.04	0.06
Ca	0.16	0.09	0.13	0.11	0.11	0.14	0.23	0.13	0.07	0.11
Na	0.83	0.91	0.87	0.90	0.89	0.85	0.75	0.84	0.92	0.87
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
O	6.01	6.00	6.01	6.01	6.00	6.01	6.04	6.00	6.01	6.04
Jd	0.82	0.89	0.85	0.91	0.86	0.86	0.82	0.81	0.93	0.92
Acm	0.01	0.02	0.02	0.00	0.03	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00
Di	0.11	0.05	0.09	0.05	0.06	0.07	0.12	0.07	0.04	0.05
Hd	0.06	0.05	0.04	0.05	0.05	0.07	0.07	0.09	0.03	0.04
X(Mg)	0.64	0.49	0.68	0.49	0.56	0.51	0.63	0.45	0.52	0.57

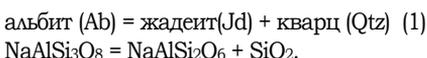
Примечание. \* Содержание Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> рассчитано по кристаллохимическим нормировкам.

Срх – клинопироксен, Jd – жадеит, Acm – акмит, Di – диопсид, Hd – геденбергит.

X(Mg) – коэффициент магнезиальности, мольная доля магнезиального компонента: Mg/(Mg + Fe).

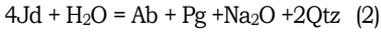
### Термодинамическая стабильность жадеита

Стабильность жадеита в присутствии кварца ограничена областью высоких давлений (свыше 10 кбар), которая в *P-T*-координатах проходит выше линии моновариантного равновесия:



Эта реакция хорошо изучена экспериментально (Holland, 1980), она имеет достаточно высокую кинетическую обратимость и широко используется в экспериментальной минералогии для калибровки высокотемпературных твердофазовых установок (Герасимов, 1992) типа цилиндр – поршень. В *P-T*-координатах линия этого моновариантного равновесия

имеет положительный наклон, так что с повышением температуры или с понижением давления равновесие смещается в сторону образования альбита. В массивах серпентинитов, где активность кремнезема в системе меньше единицы ( $a_{\text{SiO}_2} < 1$ ), жадеит может оставаться стабильным в сухих условиях даже при умеренных давлениях. Однако под воздействием водного флюида при метасоматозе жадеит разлагается с образованием альбита и парагонита (Pg) по реакции:



Таким образом, гидротермальное изменение жадеитовых горных пород сопровождается появлением вторичной белой слюды, альбитизацией и окварцеванием. Свободный кремнезем, который продуцируется в ходе реакции (2), вступает в реакцию с жадеитом по реакции (1), что в конечном итоге может привести к полному замещению жадеита альбитом. По этой причине жадеит, как и эклогиты, плохо сохраняется в верхнекоровых условиях и встречается в виде отдельных реликтов в зонах высокобарного тектонического меланжа. Метасоматические прожилки, выполненные кварцем и альбитом, встречаются и в наших образцах жадеитовых пород Беденского серпентинитового массива (рис. 4).

Для самих серпентинитов характерны другие типы низкотемпературных метасоматических изменений – с образованием лиственитов, состоящих из карбонатов, кварца, фуксита (хромистой калиевой слюды) и других минералов, а также жил родингитов, состоящих из гроссуляра, карбонатов, везувiana, хлорита и цоизита. Такие изменения серпентинитов обусловлены циркуляцией водно-углекислых флюидов и привнесом кальция. Листве-

ниты и родингиты в массивах ультрамафитов пространственно часто связаны с зонами высокобарного тектонического меланжа, которые также могут содержать реликты эклогитов и жадеита. Эти реликты иногда плохо диагностируются в полевых условиях из-за сильных метасоматических изменений. Эклогиты превращаются в амфиболиты, а жадеит и омфацит замещаются агрегатом альбита, парагонита, маргарита и роговой обманки.

### Заключение

Учитывая высокий спрос на жадеитовое самоцветное сырье на мировом рынке, можно считать перспективными дальнейшие поиски этого минерала на Западном Кавказе в структуре Передового хребта, в массивах ультрабазитов, расположенных в бассейнах рек Зеленчук, Белая, Большая и Малая Лаба. Эти массивы являются частью субдукционного меланжа, где наряду с коровыми эклогитами происходила эксгумация ультраосновного мантийного материала. Такая эксгумация происходит с довольно высокими скоростями охладения (Philippot et al., 2001), что, в свою очередь, является необходимым условием для сохранения реликтов жадеита в условиях верхней коры.

### Благодарности

Авторы выражают особую благодарность Л.А. Паутову, а также другим сотрудникам Минмузея РАН А.А. Агаханову и В.Ю. Карпенко за наиболее плодотворное сотрудничество в области аналитических исследований вещества и микророндового анализа, а также ВНИЦ РАН, проекту DARIUS Парижского университета, проекту SCOPES Фрибургского университета Швейцарии (SNF: IZ73ZO\_152392), ПАО «Кавказгеоасъемка» за общую поддержку и возможность проведения геологических исследований на Северном Кавказе.

### Список литературы:

Афанасьев Г.Д., Абдуллаев П.Н., Азизбеков Ш.А. и др. Закономерности развития магматизма складчатых областей. М.: Наука, 1968. 385 с.

Герасимов В.Ю. Температурная эволюция метаморфизма и обратимость минеральных равновесий. М.: Наука, 1992. 129 с.

Дюдя Р., Рэйл А. Мир драгоценных камней. М.: Мир камня, 1998. 190 с.

Сомин М.Л., Кренер А., Конилов А.Н. Высокобарический метаморфический комплекс Большого Кавказа: возраст и структурная позиция // Изотопные системы и время геологических процессов. Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии. Том II. Санкт-Петербург: ИГГД РАН, 2009. С. 184–187.

Шенгелиа Д.М., Кориковский С.П., Чичинадзе Г.Л. и др. Петрология метаморфических комплексов Большого Кавказа. М.: Наука, 1991. 232 с.

Holland T. J. B. The reaction albite = jadeite + quartz determined experimentally in the rang 600–1200 °C // American Mineralogist. 1980. Vol. 65. P. 129–134.

Kretz R. Symbols for rock-forming minerals // American Mineralogist. 1983. Vol. 68. P. 277–279.

Philippot P., Perchuk A.L., Blichert-Toft J., Costa S., Gerasimov V.Yu. Lu-Hf and Ar-Ar geochronology confirms extreme rate of subduction zone metamorphism deduced from geospeedometry // Tectonophysics. 2001. 342. P. 23–38.

Somin M.L. Pre-Jurassic Basement of the Greater Caucasus: Brief Overview // Turkish J. Earth Sci. 2011. V. 20. P. 545–610.