

УДК 552.48

СУЛЬФИДЫ БЛЫБСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА СЕВЕРНОГО КАВКАЗА – НОВЫЙ ТИП МИНЕРАЛОВ-КОНТЕЙНЕРОВ ВЫСОКОБАРИЧЕСКИХ И ДОМЕТАМОРФИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ

© 2013 г. А.Н. Конилов^{1,2}, Г.В. Бондаренко², К.А. Докукина¹, В.А. Камзолкин³

¹ Геологический институт РАН, г. Москва, Россия

² Институт экспериментальной минералогии РАН, г. Черноголовка, Московская область, Россия

³ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

В сульфидных парагнейсах блыбского метаморфического комплекса Передового хребта Северного Кавказа обнаружены включения минералов, являющихся индикаторами высоких давлений, – парагонита, фенгита, омфацита. Последний из них по составу практически идентичен омфацитам из эклогитов того же комплекса, изученным в долине р. Уруштен (урочище Красной скалы, Северный Кавказ) [Perchuk, Philippot, 1997]. В результате наложения мощных ретроградных процессов минеральные ассоциации высоких давлений оказались полностью стертными из матрикса породы. Сульфиды, сохраняющие в себе реликты высокобарических минералов, также подверглись изменениям и были частично замещены ферригидритом; при этом по омфациту развивались эгирин и роговая обманка.

Изучение реликтов ранней метаморфической ассоциации в минералах-контейнерах позволяет реконструировать *PT*-условия формирования гнейсов исследуемого комплекса, пиковые условия метаморфизма которого могли достигать 16 кбар при 680 °С. Таким образом, блыбский метаморфический комплекс, по-видимому, может считаться высокобарическим образованием, испытавшим в среднепалеозойское время А-субдукцию, сопровождавшуюся значительным сокращением литосферы Большого Кавказа.

Ключевые слова: минералы-контейнеры, сульфиды, высокобарические комплексы.

Введение. Геологическая обстановка

Надежное определение термодинамических параметров метаморфических горных пород, особенно оценка глубинности их формирования, имеет исключительное значение для выяснения структуры кристаллической (гранитно-метаморфической) части земной коры. Принято считать, что температурные условия метаморфизма, завися от близости и мощности теплового источника, могут меняться в коре гораздо быстрее, чем давление, величина которого определяется, прежде всего, литостатической нагрузкой. Поэтому резкое изменение *P*-параметров метаморфических пород является надежным свидетельством присутствия в кристаллической коре таких тектонических нарушений, как крупномасштабные надвиги или покровы. Следовательно, именно данные об этих параметрах привлекают в первую очередь внимание при построении геолого-геофизических разрезов глубинных частей земной коры. Однако сама задача определения давления далеко не проста, особенно для комплексов, рассматриваемых как высокобарические. Как известно, главным индикатором высоких давлений при метаморфизме являются эклогиты, состоящие в основном из граната с повышенным содержанием пирропа и натрового клинопироксена (омфацита) при небольшой примеси кварца, рутила и некоторых других минералов; химически они обычно соответствуют базальтам и габбро. В соответствии с концепцией тектоники литосферных плит, обычно предполагается, что эклогиты формируются при быстром погружении (субдукции) холодной океанической литосферы, содержащей большой объем базальтов и габбро, на глубины, соответ-

ствующие, по меньшей мере, верхней мантии. Этой идее, на первый взгляд, противоречит тот факт, что в подавляющем большинстве случаев в реальных геологических разрезах эклогиты и часто ассоциирующие с ними гранат-глаукофановые сланцы располагаются не среди пород океанической коры геологического прошлого, какими являются офиолиты, а среди пород континентальной коры, в том числе и тех, что формировались в самой верхней ее части [Сомин, 1984]. Этот парадокс можно объяснить тем, что преобладающая часть эклогитов тонет в мантии, а небольшие фрагменты континентальной коры с находящимися среди них подчиненными телами базальтов или габбро в силу общей средней низкой плотности всплывают в зонах субдукции. Важен вопрос о том, следует ли такие фрагменты в целом считать высокобарическими, т.е. составляющими петрологически равновесные (когерентные) комплексы. Структурно согласное залегание эклогитов среди кислых орто- или парагнейсов еще не решает однозначно этот вопрос, так как структурное согласие может появляться в результате больших общих наложенных деформаций при иных параметрах давления. Поэтому особое значение приобретают петрологические данные, указывающие на высокое давление непосредственно во вмещающих эклогиты кислых гнейсах. Такие данные могут быть получены при исследовании минералов, стабильных в широком диапазоне *PT*-условий и способных быть контейнерами для предшествующих минералов, являющихся индикаторными для каких-либо осадочных, магматических или метаморфических процессов. Так, свидетельства ультравысокобарических условий служат находки коэсита или алмаза, которые могут сохраняться в высокоплотных минералах-контейнерах, наименее подверженных разрушению при наложенных процессах, например, в гранатах или цирконах [Chopin, Ferraris, 2003].

Нами установлено, что контейнерами для метаморфических и дометаморфических минералов-индикаторов могут быть и сульфиды – пирит и халькопирит. Эти минералы были исследованы в диафорированных породах блыбского метаморфического комплекса, входящего в состав доальпийского фундамента Передового хребта Большого Кавказа и залегающего в основании пакета покровов (ацгаринский, марухский, тоханский и нижний, кизилкольский). В последние годы методом *SHRIMP* по цирконам возраст преобладающей части протолитов блыбского метаморфического комплекса был определен как среднепалеозойский (400–350 млн. лет) [Somin, 2011]. Возраст слабо метаморфизованных островодужных отложений кизилкольского покрова, непосредственно перекрывающих блыбские метаморфиты, силур–нижнекарбоневый. Это позволяет считать разрез в исследуемом районе тектонически сдвоенным, а блыбские метаморфиты – тектонической подложкой (псевдофундаментом) перекрывающих их отложений [Somin, 2011].

В пределах блыбского метаморфического комплекса в скальных уступах берегов р. Малая Лаба обнажаются пачки хлоритизированных гранатовых и безгранатовых амфиболитов, гранатовых и безгранатовых амфибол- и биотитсодержащих эпидот-фенгитовых сланцев и гнейсов, которые различаются переменным содержанием кварца, альбита и слюд. Все породы испытали милонитизацию и наложенный низкотемпературный метаморфизм хлорит-мусковитовой фации. В пределах исследуемого комплекса встречаются также редкие плитообразные тела эклогитов протяженностью до 100 м и мощностью до 10 м, включенные в гранат-мусковитовые сланцы [Perchuk, Philippot, 1997] или в амфиболиты и иногда ассоциирующие с телами серпентинитов. *PT*-параметры формирования эклогитов для высокобарической стадии метаморфизма – $680 \pm 40^\circ\text{C}$ при минимальном давлении 16 ± 2 кбар; для ретроградной – $660 \pm 40^\circ\text{C}$ при 8 ± 2 кбар [Perchuk, Philippot, 1997]. Однако в большинстве своем породы комплекса подверглись позднему низкотемпературному и низкобарному метаморфизму с перекристаллизацией в хлоритовые и мусковитовые сланцы и редко сохраняют реликтовые

минеральные парагенезисы предшествующих метаморфических стадий. Поэтому в некоторых ранних работах (см., например, [Баранов, 1987]) эклогиты рассматривались как экзотические для данного комплекса тела, сформированные в зонах надвигов; *PT*-условия для вмещающих пород оценивались на уровне эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма [Хаин, 1984].

Содержащие омфацит породы представлены гранат-мусковитовыми бластомилонитами, а также амфиболовыми и эпидотовыми “ситовидными” гнейсами. Текстура этих пород сланцеватая или гнейсовая; структура – порфиробластовая, при которой в роли порфиробластов могут выступать гранат или “ситовидные” плагиоклазы, содержащие пойкилитовые вростки минералов матрикса; лепидогранобластовая; в пределах плагиоклаз-амфиболовых сростков – мозаичная. Плагиоклазы содержат во включениях амфибол, эпидот и мусковит; в единичных случаях наблюдается диабластическое прораствание плагиоклаза с амфиболом.

Минеральные ассоциации омфацитсодержащих пород – $Pl(Ab)+Ms(Ph)+Hbl+Ep\pm Vt+Chl\pm Csp\pm Py$, $Pl(Ab)+Ms(Ph)+Gr+Ep+Chl\pm Csp\pm Py$ (здесь и далее сокращенные названия минералов проводятся по [Whitney, Evans, 2010]); гранат в них представлен альмандином, светлая слюда – фенгитом. Для обеих ассоциаций характерными акцессорными минералами являются рутил, сфен, апатит, пирит, халькопирит; при этом доля сульфидов может достигать 5% объема породы.

Характеристика минералов-контейнеров. Типы включений

Пириты и халькопириты имеют округлую или вытянутую форму, но порой сохраняют прямые грани и острые окончания зерен; идиоморфные зерна редки (рис. 1). Наложенная деформация проявлена растрескиванием зерен сульфидов и растаскиванием их по направлению сланцеватости, из-за чего формируются “шлейфы” или скопления осколков зерен. Пириты содержат включения парагонита, циркона, амфибола, белой слюды, безнатрового клинопироксена (рис. 2), а также минерала-индикатора эклогитовой стадии – омфацита $Jd_{49}Ae_{14}$. То, что эти включения – именно омфацит, подтверждено результатами анализа методом комбинационного рассеивания (КР-спектроскопия или Рамановская спектроскопия). Данные по составу включений в сульфидях, полученные для десяти образцов, приведены в табл. 1.

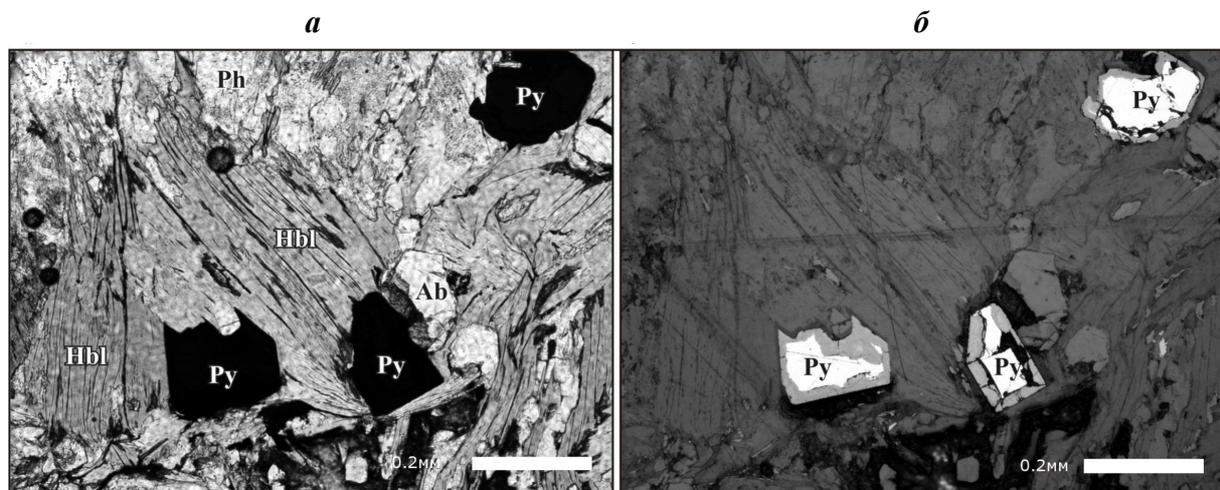


Рис. 1. Шлиф пиритсодержащего амфибол-двуслюдяного кристаллосланца. Py – пирит; Ph – фенгит; Hbl – роговая обманка. Фотографии выполнены в проходящем (а) и отраженном (б) свете

Таблица 1. Состав включений в сульфиде и каймах окисления

Образец	Слюды				Амфиболы			Пироксены								
	117-2		Kz3		Kz155/3		117-2		Kz156		123-1		Kz9/3a		117-2	
	Ms 10 Py	Ms 1 Fe-hyd	Prg 1 Py	Kz3 Py	Kz155/3 Py	Amp19 Py	Hbl11 Fe-hyd	Srx 1 Csp	Srx 2 Py	Srx 3 Py	Srx 8 Py	Srx13 Py	Srx14 Py	Srx 3 Fe-hyd	Srx20 Fe-hyd	Srx22 Fe-hyd
Минерал																
Минерал-хозяин																
SiO ₂	46.88	46.55	45.28	45.28	50.37	43.57	55.00	45.53	53.68	57.13	54.24	52.32	55.75	52.92	51.45	
TiO ₂	0.56	0.72	0.26	0.26	0.45	0.36	0.19	0.09	0.35	0	0.09	0.32	0.24	1.36	0.61	
Al ₂ O ₃	29.31	28.05	39.47	39.47	11.74	9.29	12.58	5.70	8.58	10.86	10.44	9.46	10.32	12.71	12.70	
Cr ₂ O ₃	0	0.53	0.27	0.27	0	0.43	0	0.10	0	0.07	0.04	0	0.18	0	0	
FeO*	5.44	4.71	1.72	1.72	12.33	23.26	7.07	11.91	12.83	10.64	9.18	9.50	10.18	14.59	17.11	
MnO	0	0.37	0.34	0.34	0	0.27	0	0.15	0.12	0.33	0.18	0.30	0	0	0.5	
MgO	3.53	1.57	0.05	0.05	11.79	7.93	5.46	4.80	4.60	5.66	5.47	5.74	7.11	5.66	5.10	
CaO	0.20	0.08	0.38	0.38	4.91	9.73	9.34	8.07	7.33	8.65	9.97	9.93	11.04	7.90	6.39	
Na ₂ O	0.77	1.16	6.65	6.65	5.67	2.09	9.00	7.31	8.84	9.76	8.42	7.68	8.79	10.03	9.31	
K ₂ O	9.81	9.98	0.78	0.78	0.39	0.23	0	0	0	0.05	0.01	0.06	0.05	0	0.01	
BaO	0.87	0.52	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Сумма**	97.37	94.24	95.20	95.20	97.65	97.16	98.64	83.66	96.33	103.15	98.04	95.31	103.66	105.17	103.18	
Si	3.148	3.225	2.926	2.926	7.191	6.738	1.974	1.970	2.012	1.972	1.979	1.973	1.922	1.811	1.803	
Al IV	0.852	0.775	1.074	1.074	0.809	1.262	0.026	0.003	0.010	0	0.021	0.027	0.078	0.189	0.197	
Al VI	1.468	1.515	1.932	1.932	1.169	0.432	0.505	0.291	0.379	0.442	0.428	0.393	0.341	0.324	0.328	
Ti	0.028	0.038	0.013	0.013	0.050	0.042	0.005	0.003	0	0.002	0.002	0.009	0.006	0.035	0.016	
Cr	0	0.029	0.014	0.014	0	0.053	0	0.374	0.220	0.267	0.001	0.000	0.005	0	0	
Fe ^{III}	0	0	0	0	0	0	0.137	0.057	0.182	0.040	0.183	0.177	0.293	0.418	0.470	
Fe ^{II}	0.306	0.273	0.093	0.093	1.472	3.008	0.075	0.005	0.004	0.010	0.096	0.123	0	0	0.032	
Mn	0	0.022	0.019	0.019	0	0.035	0	0.310	0.257	0.291	0.005	0.009	0	0	0.015	
Mg	0.353	0.162	0.005	0.005	2.511	1.828	0.292	0.374	0.294	0.320	0.298	0.323	0.365	0.289	0.266	
Ca	0.014	0.006	0.026	0.026	0.751	1.612	0.359	0.613	0.642	0.653	0.390	0.401	0.408	0.290	0.240	
Na	0.100	0.156	0.833	0.833	1.572	0.627	0.626	0	0	0.002	0.596	0.562	0.587	0.666	0.633	
K	0.840	0.882	0.064	0.064	0.073	0.045	0	0	0	0	0.000	0.003	0.002	0	0	
Ba	0.023	0.014	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Сумма	7.134	7.097	7.000	7.000	15.590	15.683	3.999	4	4	4	3.999	4.000	4.008	4.021	4.000	
O	11	11	11	11	23	23	6	6	6	6	6	6	6	6	6	
X'	0.464	0.627	0.951	0.951	0.370	0.622	49.8	25.6	40.2	40.6	42.2	39.3	31.8	29.2	28.9	
Жадит, %							13.5	36.8	23.5	26.0	18.1	17.7	28.5	40.5	41.2	
Эгирин, %							36.7	37.6	36.3	33.4	39.7	43.0	39.7	30.3	29.9	
Ca-Mg-Fe, %																

Примечание: * – все железо в виде FeO; ** – суммы оксидов после удаления серы и эквивалентного количества железа в анализах мелких включений омацита в пирите. Fe-hyd – зона гипертенных измененных сульфидов.

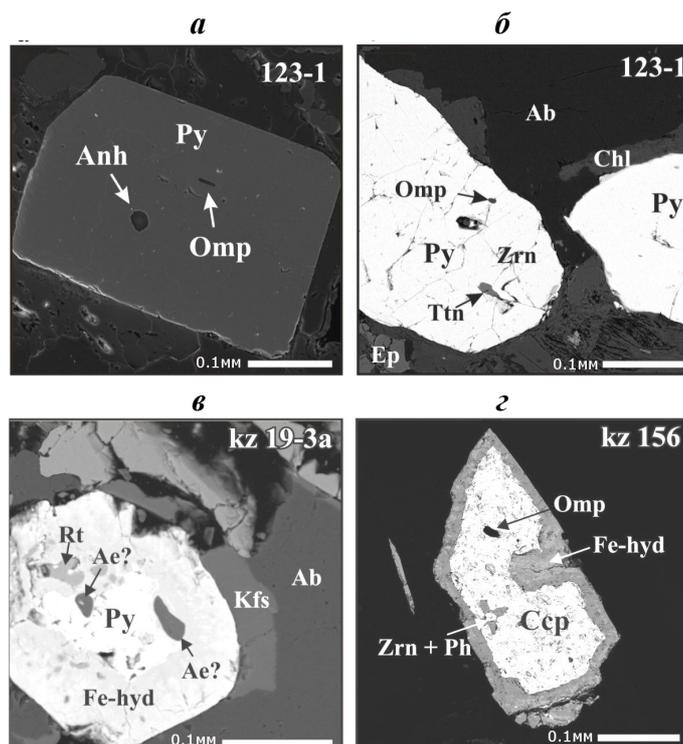


Рис. 2. Шлифы в разной степени гидратированных пиритов и халькопирита в гнейсах и сланцах Блыбского выступа, содержащие разнообразные минеральные включения. Микронзондовые *SE*-изображения (*a*) и *BSE*-изображения (*б–г*). Каймы серого цвета вокруг зерен сульфидов – окислы и гидроокислы (Fe-hyd), сформированные в результате гипергенных изменений. В правом верхнем углу каждого изображения – номер образца

Исследованные включения омфациита ($\text{Na}_2\text{O}=9.1$, $\text{Al}_2\text{O}_3=12.8$) по составу практически идентичны омфацииту из эклогитов того же комплекса, изученных в долине р. Уруштен (урочище Красной скалы, Северный Кавказ) [Perchuk, Philippot, 1997] (рис. 3), минимальное давление формирования которых составляет ~ 16 кбар.

Особый интерес представляют ангидрит и барит – сульфаты, также встреченные во включениях в пирите. Обычно эти минералы имеют осадочное происхождение и, вероятно, являются реликтовыми фазами, указывающими на частично осадочный генезис протолита исследованных пород.

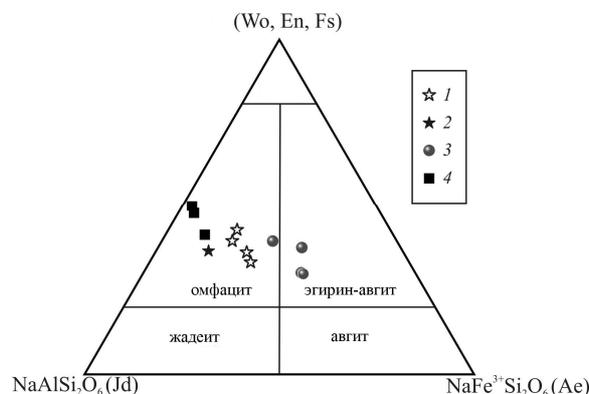


Рис. 3. Состав натровых пироксенов блыбского метаморфического комплекса на классификационной треугольной диаграмме [Morimoto et al., 1988]: Wo – волластонит; En – энстатит; Fs – ферросилит; Jd – жадеит; Ae – эгирин. 1–3 – включения: 1 – в пирите, 2 – в халькопирите, 3 – в зоне гипергенных изменений пиритов; 4 – омфацииты в эклогитах долины р. Уруштен, урочище Красной скалы, Северный Кавказ (по [Perchuk, Philippot, 1997])

Для всех пород, содержащих сульфиды-контейнеры, в результате диафтореза в той или иной мере проявляется сосюритизация плагиоклаза, часто развитие хлорита по мусковиту, гранату. Амфибол замещается биотитом, встречается наложенная карбонатизация. Сульфиды в разной степени подвергаются псевдоморфному преобразованию в гипергенных условиях с формированием непостоянных по составу гидроокислов железа (табл. 2), которые по зондовым анализам могут быть отнесены к группе феррогидритов (SiO_2 2–4 вес. %) или к лимонитам ($\text{SiO}_2 < 1$ вес. %).

Таблица 2. Состав окисленных кайм вокруг пирита. Образец 117-2

Минерал	Fe-hyd2	Fe-hyd21
Контакт	Ms	–
SiO_2	2.96	3.16
TiO_2	0.03	0.03
Al_2O_3	0	0.25
Cr_2O_3	0	0
FeO*	77.74	76.61
MnO	0	0
MgO	0.93	3.08
CaO	0.25	0.03
Na_2O	0	0
K_2O	0	0.06
Сумма	81.91	83.22

Примечание: * – все железо в виде FeO.

При исследовании этих псевдоморфоз методом комбинационного рассеивания были получены сложные, трудно интерпретируемые спектры, включающие в себя спектры гидроокислов и окислов железа – гетита $\text{FeO}(\text{OH})$, гематита Fe_2O_3 , ердита ($\text{NaFeS}_2 \cdot 2(\text{H}_2\text{O})$) и др., что скорее всего свидетельствует о неоднородном строении вещества. *BSE*-изображения (см. рис. 2, б–г) и изображения в отраженном свете (см. рис. 1, б) гипергенно измененных участков подтверждают вывод о неоднородном строении вещества, подобном твердому коллоидному раствору.

В состав рассматриваемых псевдоморфоз входят также минеральные включения, представленные роговой обманкой, белой слюдой, альбитом и зернами натрового минерала, по составу отвечающего натровому пироксену – эгирину ($\text{Na}_2\text{O}=8.5\text{--}9$, $\text{Al}_2\text{O}_3=10.0\text{--}12.0$ вес. %) (см. табл. 1). Эгирин содержит меньше кремния, чем омфацит, в результате чего все железо в его формуле трехвалентное. Минеральный состав находится на границе омфацит–эгирин–авгит классификационной схемы Na-содержащих клинопироксенов ($\text{Jd}_{29\text{--}32}\text{Ae}_{28\text{--}41}$). Судя по составу, эти включения являются продуктом изменения омфацита в гипергенных условиях.

Выводы

Таким образом, сульфиды пирит и халькопирит можно рассматривать как новый тип минералов-контейнеров, способных сохранять свидетельства о начальном составе пород и истории их метаморфических преобразований. Находка же омфацита, заключенного в сульфиды в эпидот-фенгитовых породах блыбского метаморфического комплекса, позволяет предположить, что метаморфические отложения этого комплекса испытывали погружение в зону субдукции до условий эклогитовой фации метаморфизма, образуя вместе с эклогитами когерентный субдукционный комплекс. Данный вывод согласуется с результатами геолого-структурных наблюдений [Петрология..., 1991].

Наши петрологические исследования показывают, что блыбский метаморфический комплекс – полностью высокотемпературное образование, испытавшее А-субдукцию;

в его составе преобладают ортогнейсы (кислые породы). Это свидетельствует о том, что при формировании варисцийской структуры Большого Кавказа литосфера претерпела значительное сокращение по латерали.

Благодарности

Авторы благодарны доктору геолого-минералогических наук М.Л. Сомину за помощь в организации исследований блыбского метаморфического комплекса и за участие в подготовке данной статьи.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты №№ 10-05-00036, 12-05-00856).

Литература

- Баранов Г.И.* Проблемы геологического строения досреднепалеозойского основания Большого Кавказа // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа / Под ред. Г.Д. Ажигерея. М.: Наука, 1987. С.106–109.
- Петрология метаморфических комплексов Большого Кавказа / Гл. ред. С.П. Кориковский. М.: Наука, 1991. 231 с.
- Сомин М.Л.* Некоторые аспекты тектонической обстановки глаукофанового метаморфизма // Геотектоника. 1984. № 4. С.8–20.
- Хаин Е.В.* Офиолиты и герцинская покровная структура Передового хребта Северного Кавказа. М.: Наука, 1984. 96 с.
- Chopin C., Ferraris G.* Mineral chemistry and mineral reactions in UHPM rocks // EMU Notes in Mineralogy, 2003. V. 5. P.191–227.
- Morimoto N., Fabries J., Ferguson A.K., Ginzburg I. V., Ross M., Seifert F. A., Zussman J., Aoki K., Gottardi G.* Nomenclature of pyroxenes // American Mineralogist. 1988. V. 73, N 9/10. P.1123–1133.
- Perchuk A.L., Philippot P.* Rapid cooling and exhumation of eclogitic rocks from the Great Caucasus, Russia // Journal of Metamorphic Geology. 1997. V. 15, N 3. P.299–310.
- Somin M.L.* Pre-Jurassic Basement of the Greater Caucasus: Brief Overview // Turkish Journal of Earth Science. 2011. V. 20. P.545–610.
- Whitney D.L., Evans B.W.* Abbreviations for names of rock-forming minerals // Amer. Mineralogist. 2010. V. 95. P.185–187.

Сведения об авторах

КОНИЛОВ Александр Николаевич – старший научный сотрудник, Геологический институт РАН. 119017, Москва, Пыжевский пер., д. 7. Тел.: (499) 959-01-74. E-mail: chalma@bk.ru

БОНДАРЕНКО Галина Васильевна – кандидат физико-математических наук, заведующая лабораторией физических методов исследований, Институт экспериментальной минералогии РАН. 142432, г. Черноголовка, ул. Академика Осипяна, д. 4. Тел.: (496) 522-58-66. E-mail: bond@iem.ac.ru

ДОКУКИНА Ксения Александровна – кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, Геологический институт РАН. 119017, Москва, Пыжевский пер., д. 7. Тел.: (499) 959-01-74. E-mail: dokukina@mail.ru

КАМЗОЛКИН Владимир Анатольевич – магистр геолого-минералогических наук, инженер, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. 123995, ГСП-5, Москва, Д-242, ул. Большая Грузинская, д. 10, стр. 1. Тел.: (499) 254-92-05. E-mail: vkamzolkin@gmail.com

SULFIDES OF BLYB METAMORPHIC COMPLEX OF THE NORTHERN CAUCASUS: NEW TYPE OF MINERALS-CONTAINER FOR HIGH PRESSURE AND PREMETAMORPHIC MINERAL ASSEMBLAGES

A. N. Konilov¹, G.V. Bondarenko², K.A. Dokukina¹, V.A. Kamzolkin³

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

² *Institute of Experimental Mineralogy, Russian Academy of Sciences, Chernogolovka, Russia*

³ *Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

Abstract. In sulfides of paragneisses of the Blyb metamorphic complex (BMC) of the Northern Caucasus Fore Range inclusions of minerals – indicators of high pressures: paragonite, phengite, omphacite are found. Composition of the omphacite is almost identical to known compositions of omphacites from eclogite bodies placed in the BMC. As a result of imposing of intensive retrograde processes mineral associations of high pressures apparently are completely erased from rock fabric. Sulfides relicts of high pressure minerals are also exposed to alteration process and are partially replaced by ferridrits, with replacement omphacite by aegirine and a hornblende. Preservation of fragments of early association in minerals containers allows to reconstruct PT condition of formation of the BMC gneisses. Peak conditions of a metamorphism of the complex can reach 16 kbar at 680 °C. As a result of study the A-type of subduction for BMC was established. This indicates essential shortening of Caucasian lithosphere in middle Palaeozoic time.

Keywords: mineral-containers, pyrites, HP-complexes.