

УДК 553.411(571.61)

ГЕНЕЗИС ГРАНАТСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД БЕРЕЗИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ВЕРХНЕЕ ПРИАМУРЬЕ, РОССИЯ)

© 2014 г. О. В. Авченко*, А. С. Вах**, **, К. В. Чудненко***, В. О. Худоложкин*

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
690022, Владивосток, просп. 100-летия Владивостока, 159

**Дальневосточный федеральный университет,
690000, Владивосток, ул. Суханова, 8

***Институт геохимии СО РАН
664033, Иркутск, ул. Фаворского 1А

Поступила в редакцию 22.03.2012 г.

Детально изучена геологическая позиция, состав минеральных ассоциаций и типоморфные особенности основных минералов гранатсодержащих пород Березитового золото-полиметаллического месторождения Верхнего Приамурья, которые представлены рудоносными метасоматитами и дайками метапорфиритов. Установлено, что рудоносные гранатсодержащие метасоматиты месторождения имеют зональное строение, что обусловлено различной степенью метасоматических преобразований палеозойских порфировидных гранодиоритов, вмещающих рудоносную зону месторождения. Формирование метасоматитов по гранодиоритам сопровождалось выносом Na, Ca, Ba, Sr и привнесом K, Mn, Rb. Гранатсодержащие метапорфириты, развитые в пределах метасоматической зоны, представляют собой продукты локального метаморфизма дайковых пород среднего состава. Установлены однотипные *PT*-условия формирования метапорфиритов и метасоматитов, которые по различным минеральным равновесиям оцениваются примерно в 3.9 кбар и 500°C.

Результаты физико-химического моделирования гранатсодержащих минеральных ассоциаций месторождения, проведенного методом минимизации свободной энергии Гиббса, и геологические данные показывают, что гранатсодержащие минеральные ассоциации Березитового месторождения были образованы в результате высокотемпературного локального термального метаморфизма ранее сформированных низкотемпературных метасоматитов, близких по составу к классическим березитам. В связи с этим предлагается выделить гранатсодержащие метасоматиты месторождения в самостоятельную формацию высокотемпературных метаморфизованных березитов.

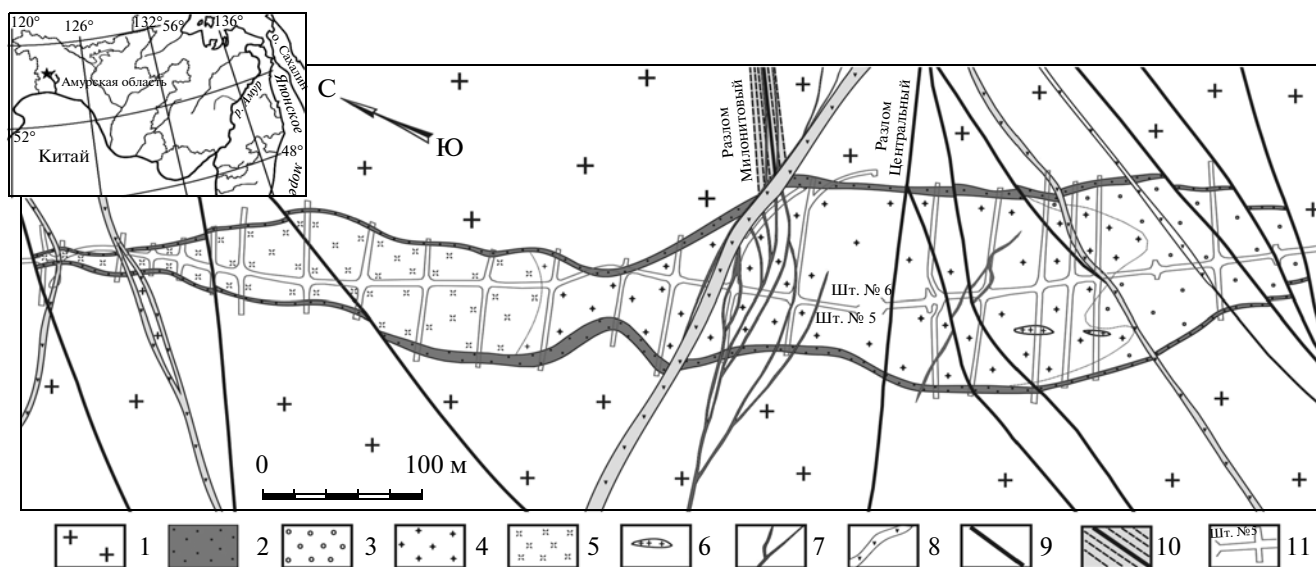
DOI: 10.7868/S001677701401002X

ВВЕДЕНИЕ

Березитовое золоторудное месторождение расположено в северо-западной части Амурской области в бассейне нижнего течения р. Хайкта, крупного правого притока р. Большой Ольдой (фиг. 1). Оно представляет собой сложный тип золотого оруденения, локализованного во флюидно-эксплозивной структуре, которое по морфологии и составу рудовмещающих пород не имеет близких аналогов среди известных золоторудных месторождений Забайкалья и Дальнего Востока. Отличительной чертой рудоносных пород данного месторождения является широкое развитие в них гранатсодержащих минеральных ассоциаций и своеобразных гранат-биотит-анортит-мусковит-кварцевых минеральных парагенезисов. Эти особенности минерального состава чрезвычайно затруднили решение вопроса о формационном положении рудоносных пород Березито-

вого месторождения и их генезисе. Рудовмещающие породы месторождения в разное время рассматривались различными исследователями и как березиты (Калинкин, 1971), и как грейзены (Беляева, Залищак, 1989), и как новый гранат-турмалин-кварц-мусковитовый тип высокотемпературных калиевых золотоносных метасоматитов (Буряк и др., 1978). Авторами была высказана точка зрения о том, что необычный минеральный состав метасоматитов месторождения, вероятно, обусловлен процессами заключительного термального метаморфизма, наложенного на ранее сформированные сульфидно-силикатные минеральные образования (Авченко и др., 2010). Полученный в последнее время новый фактический материал позволяет более детально обосновать эту точку зрения и рассмотреть генезис гранатсодержащих минеральных ассоциаций с позиций физико-химического моделирования минеральных систем.

Адрес для переписки: О.В. Авченко. E-mail: sirenevka@mail.ru



Фиг. 1. Геологический план Березитового месторождения. Схема строения рудной зоны месторождения на горизонте 676 м.

1 – порфировидные биотит-роговообманковые гранодиориты палеозойского возраста; 2–5 – основные типы рудовмещающих метасоматических пород: 2 – гранат-ортоклаз-биотит-анортит-мусковит-кварцевые с пиритовой минерализацией, 3 – турмалин-гранат-ортоклаз-мусковит-кварцевые с преимущественно пиритовой минерализацией, 4 – турмалин-гранат-мусковит-кварцевые с золото-пирит-галенит-сфалеритовой минерализацией, 5 – турмалин-гранат-кварц-мусковитовые с золото-пирит-пирротин-сфалеритовой минерализацией; 6 – ксенолиты частично измененных гранодиоритов; 7 – дайки метапорфиров гранат-мусковит-биотит-кварц-анортитового состава; 8 – пострудные дайки спессартитов и диоритовых порфиров; 9 – основные тектонические нарушения; 10 – зона катаклазированных и измененных гранодиоритов с прожилковой полиметаллической минерализацией; 11 – подземные горные выработки. На врезке звездочкой показано географическое положение Березитового месторождения.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ БЕРЕЗИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождение находится в пределах Селенгино-Станового террейна, расположенного в южном обрамлении Северо-Азиатского кратона, в зоне сочленения его с образованиями северного обрамления Монголо-Охотского складчатого пояса. Для данной территории характерна сложная блоково-глыбовая структура, а также широкое развитие мезозойского магматизма. Месторождение локализовано в приподнятом блоке древних метаморфических пород, окаймленных с востока, севера и запада триасовыми вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями десовского комплекса, а также крупными массивами порфировидных гранитоидов Хайктинской интрузии позднеюрского-раннемелового возраста (Стриха и др., 2000).

Месторождение представлено сульфидсодержащими метасоматическими породами, которые локализованы в массиве порфировидных гранодиоритов позднепалеозойского возраста (Вах и др., 2011) в виде двух совмещенных перевернутых конусов, расположенных последовательно друг за другом, причем южный конус в 1.5–2 раза больше северного. Эти конусообразные крутопадающие структуры представляют собой флюидно-эксплозивные образования (Туговик, 1983). В плане руд-

ное тело месторождения имеет сложную линзовидную форму (фиг. 1). Длина его на поверхности достигает 950 метров. Мощность зоны меняется от 10–15 м до 110 м.

Рудовмещающие породы месторождения сложены светло-серыми, зеленовато-серыми массивными, реже сланцеватыми метасоматитами кварц-мусковитового состава, с вкрапленностью альмандин-спессартинового граната и турмалина. Реже в составе метасоматитов в переменных количествах встречаются ортоклаз, хлорит, биотит, анортит, цинковая шпинель (железистый ганит), титанит, циркон, эпидот, алланит, пренит, фторапатит, флюорит, графит, гротит (Вах и др., 2009), червандонит-(Ce) (Вах и др., 2010). Метасоматиты сильно брекчированы, причем обломочный материал метасоматических брекчий цементируется сульфидными минералами по системе сложных трещин, что свидетельствует о наложении рудной минерализации на метасоматические породы. Основные минералы руд – сфалерит, галенит, пирит, пирротин, магнетит; второстепенные и редкие – марказит, халькопирит, арсенопирит, ильменит, мышьяксодержащий пирит, самородное золото, петцит, калаверит, аргентит, гессит, алтаит, алексит, тетрадимит, теллуриовисмутит, айкинит, иорданит, теннантит, буланжерит, джемсонит, висмутовый менегинит,

сурьмянистый бурсаит-козалит, самородный висмут, шеелит.

На месторождении выделено два типа золото-содержащих руд, существенно различающихся по структурной позиции, минеральному составу и степени золотоносности (Вах, 1983). Основной тип руд, локализованный в пределах основной части метасоматической зоны в виде сложного рудного штокверка, представлен золотосодержащей полиметаллической минерализацией (со средними содержаниями Au от 1 до 4 г/т). Второй тип руд – прожилковый, проявлен на месторождении крайне незначительно. В большинстве случаев он приурочен к секущим рудную зону субширотным разрывным нарушениям и представлен маломощными жильными телами и тонкими прожилками сульфидного, турмалинового, турмалин-кварцевого, кварц-сульфидного, кварц-гранатового и кварц-гранат-сульфидного состава, которые распространены как в пределах рудно-метасоматических образований зоны, так и во вмещающих ее гранодиоритах. Прожилковые руды часто содержат высокие концентрации золота – от десятков до первых сотен г/т. В минералогическом плане они характеризуются широким развитием видимых агрегатов самородного золота, арсенопирита и сульфосолей сложного состава, обогащенных Ag, Bi, Sb, As, Te.

Зона метасоматитов рассекается внутрирудными измененными гранатсодержащими дайками метапорфиритов, а также редкими пострудными дайками спессартитов и диоритовых порфиритов.

Таким образом, Березитовое золото-полиметаллическое месторождение занимает особое место среди золоторудных объектов северного обрамления Монголо-Охотского пояса, поскольку представляет собой новый геолого-промышленный тип крупнообъемного золото-сульфидного оруденения, формирование которого во многом было обусловлено многократной рудоносной флюидной деятельностью в пределах локальных трубообразных тел, выполненных взрывными брекчиями измененных вмещающих позднепалеозойских гранитоидов. Предполагается, что по отношению к другим типам золоторудных объектов изучаемой территории Березитовое месторождение может рассматриваться как “корневая” часть единой рудной флюидно-гидротермальной системы, являющейся каналом транспортировки рудоносных растворов и источником формирования гидротермальных жильных золоторудных объектов. Следует отметить, что крупнообъемные тела золотоносных рудоносных взрывных брекчий характерны для сопредельных территорий Восточного Забайкалья (Абрамов, 2011), в том числе и для месторождения Дарасун, где они сформированы на ранних стадиях рудного процесса и предшествуют образованию кварцевых

жил с богатым золотым оруденением (Прокофьев, Бортников и др., 2008).

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Изучение шлифов и аншлифов из пород и руд месторождения проводилось в кабинетах электронной и световой микроскопии Аналитического центра ДВГИ, оснащенного современными высокоточными световыми микроскопами фирм CARL ZEISS (AXIOPLAN 2 и AXIOSTAR plus) и “ЛОМО” (“ПАЛАМ” Р-213). Химический анализ минералов, петрохимические и геохимические исследования проводились на приборах аналитического центра ДВГИ – четырехканальном микроанализаторе JXA 8100, рентгенофлуоресцентном сканирующем спектрофотометре VRA-30 и спектрометре S4 Pioneer. Предел обнаружения элементов от Na до U (спектрометр VRA-30) и элементов от F до U (спектрометр S4 Pioneer) составлял 0.0005%.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ, ЗОНАЛЬНОСТЬ, СОСТАВ МИНЕРАЛОВ И РТ-ПАРАМЕТРЫ ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНАТСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД

На месторождении гранатсодержащие породы представлены различными по составу рудоносными метасоматитами, а также дайками метапорфиритов.

Метасоматические породы месторождения обнаруживают четко выраженное зональное строение. В направлении от более или менее свежих гранитов к центру метасоматической залежи выделяются следующие минералогические зоны:

1. Слабоизмененный гранодиорит ($Q + Pl_{25-35} + Kfs + Bi + Nb$). Изменение гранодиоритов выражено в развитии вторичного биотита по роговой обманке, появлении в небольших количествах новообразованного мусковита, кварца, хлорита и эпидота. Структура пород гранитная, порфировидная, среднезернистая. Отдельные кристаллы олигоклаза могут достигать размера 1 см. Калишпат представлен решетчатым микроклином. Акцессорные минералы представлены преимущественно апатитом, цирконом, магнетитом, ортитом и сфеном. Химические анализы гранодиоритов приведены в таблице 1 (№ 1–5).

2. Сильноизмененный гранодиорит ($Q + Pl_{25-35} + Kfs + Bi + Nb$). Изменение пород выражено в появлении мелких и мельчайших табличек основного плагиоклаза (вплоть до анортита), обильной мусковитизации и окварцевании, а также в широком развитии эпидота, хлорита и сульфидов, преимущественно пирита. Участками в составе гранодиоритов отмечается появление турмалина и андрадит-гроссулярового граната. При

Таблица 1. Химический (мас. %) и микроэлементный состав (г/т) гранодиоритов, метасоматитов и метапорфиритов Березитового месторождения

Номер пробы	Вх-1	Вх-2	Вх-3	1-Б	1-Б-А	2-Б	3-Б	7	5	5-А	5-Б	5-В	200*
№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂ (мас. %)	68.71	68.32	69.57	62.68	63.20	67.27	66.27	67.29	66.23	65.29	63.24	63.41	66.42
TiO ₂	0.34	0.31	0.27	0.47	0.44	0.31	0.30	0.52	0.36	0.39	0.37	0.48	0.43
Al ₂ O ₃	15.80	16.28	15.73	17.07	17.82	16.48	15.13	14.93	16.51	16.99	16.96	17.56	14.91
Fe ₂ O ₃	3.34	3.00	2.58	5.18	4.69	3.27	4.85	3.66	4.39	4.52	5.39	4.43	1.66
FeO	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	3.14
MnO	0.088	0.088	0.055	0.09	0.08	0.22	0.22	0.07	0.06	0.19	0.39	0.26	1.35
MgO	0.94	0.83	0.73	1.19	1.18	0.64	0.96	1.60	0.98	1.02	1.26	1.01	0.89
CaO	3.14	3.23	2.02	4.49	3.80	2.55	4.50	2.91	2.21	3.42	4.74	3.89	3.33
Na ₂ O	4.56	4.66	4.23	4.67	5.01	3.49	1.99	4.16	4.04	1.99	0.92	1.20	0.33
K ₂ O	2.78	3.01	4.5	2.41	2.47	4.07	4.19	3.82	3.63	4.35	4.47	5.38	5.73
P ₂ O ₅	0.14	0.12	0.1	0.20	0.19	0.12	0.13	0.18	0.15	0.16	0.15	0.19	0.20
П.л.п.	0.88	0.93	1.01	0.69	0.47	0.70	0.53	0.10	0.49	0.80	1.10	1.00	1.47
Сумма	100.71	100.77	100.80	99.15	99.34	99.13	99.07	99.24	99.06	99.13	98.98	98.82	99.47
S	0.031	0.02	0.00	0.002	0.002	0.018	0.177	0.005	0.003	0.007	0.062	0.024	—
V (г/т)	40	32	26	40	38	27	29	46	29	34	32	40	—
Cr	164	91	110	52	13	11	10	47	7	12	11	12	—
Rb	93	95	104	66	66	136	164	128	138	216	246	260	—
Ba	804	931	1127	1043	1241	1141	1111	934	1264	814	611	751	—
Sr	296	310	480	757	772	421	302	806	463	374	322	373	—
Cu	8	6	12	21	19	18	28	11	25	76	139	64	—
Zn	89	79	50	75	72	276	460	65	315	385	872	521	—
Ga	21	21	16	19	19	16	15	19	18	19	17	19	—
As	2	2	2	7	5	4	28	7	42	54	147	128	—
Pb	21	22	23	18	18	14	15	28	19	31	20	37	—
Th	9	9	11	13	11	8	8	23	10	10	9	13	—
U	3	3	1	3	2	2	3	5	1	2	2	3	—
Ni	9	7	6	11	8	7	10	14	8	9	9	9	—

Таблица 1. Окончание

Номер пробы	233*	199*	4-А	4-В	8-1	8-2	6	182*	659*	664*	1325	1326	1356
№ п/п	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
SiO ₂ (мас. %)	67.60	63.30	69.15	64.89	65.47	69.42	67.63	65.46	68.70	68.58	54.64	50.51	54.27
TiO ₂	0.48	0.47	0.28	0.36	0.40	0.36	0.32	0.37	0.40	0.45	1.36	1.25	1.36
Al ₂ O ₃	15.70	16.42	15.98	15.93	16.94	17.87	18.14	14.59	15.64	16.77	17.73	16.87	17.88
Fe ₂ O ₃	0.77	1.58	4.37	5.34	4.41	2.31	3.46	5.73	4.29	2.02	10.96	14.02	11.16
FeO	3.08	3.35	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	1.45	0.58	1.95	Н.о.	Н.о.	Н.о.
MnO	0.83	1.35	0.47	0.39	0.96	0.10	1.47	0.1	0.40	0.10	0.59	0.84	0.54
MgO	0.80	1.14	0.91	0.95	1.04	0.48	0.42	0.75	0.44	0.72	3.86	5.25	3.88
CaO	4.37	3.85	2.12	2.88	2.76	0.22	0.26	0.35	0.17	0.17	5.35	5.19	4.86
Na ₂ O	1.62	0.38	0.30	0.84	0.26	0.15	0.18	0.28	0.18	0.18	1.79	1.02	2.03
K ₂ O	3.70	5.84	4.03	5.71	5.06	5.93	5.27	5.23	4.91	5.08	3.04	3.41	3.39
P ₂ O ₅	0.24	0.24	0.11	0.15	0.14	0.14	0.02	0.16	0.21	0.23	0.44	0.34	0.43
П.л.п.	0.98	1.8	1.50	1.52	1.59	2.27	2.17	4.76	3.6	3.18	0.09	0.21	0.36
Сумма	100.17	99.72	99.22	98.95	99.03	99.26	99.32	99.20	99.65	99.43	99.84	98.92	100.16
S	—	—	0.078	0.741	0.232	0.017	0.079	—	—	—	0.065	0.099	0.053
V (г/т)	—	—	27	37	30	26	31	—	—	—	165	175	158
Cr	—	—	6	20	6	1	4	—	—	—	81	245	65
Rb	—	—	223	341	266	292	274	—	—	—	201	283	242
Ba	—	—	489	978	341	387	217	—	—	—	452	286	424
Sr	—	—	81	349	117	35	13	—	—	—	259	230	221
Cu	—	—	25	29	29	10	7	—	—	—	47	37	35
Zn	—	—	943	510	1339	75	454	—	—	—	231	407	235
Ga	—	—	18	18	18	19	21	—	—	—	22	21	21
As	—	—	Н.о.	9	188	271	37	—	—	—	126	164	142
Pb	—	—	1182	167	261	40	159	—	—	—	318	131	317
Th	—	—	17	10	22	20	4	—	—	—	5	3	5
U	—	—	1	2	6	4	1	—	—	—	0	0	1
Ni	—	—	7	11	8	5	5	—	—	—	53	120	46

Примечание. 1–15 – вмещающие рудную зону биотит-роговообманковые порфировидные гранодиориты, в разной степени измененные процессами метасоматоза; 16–18 – гранатсодержащие “темно-серые” метасоматиты краевых частей рудной зоны; 19–23 – гранатсодержащие мусковит-кварцевые метасоматиты с золотосодержащей сульфидной минерализацией; 24–26 – гранатсодержащие дайки металпорфиритов. Анализы пород выполнены Е.А. Ноздрачевым в ДВГИ ДВО РАН на рентгенофлуоресцентном спектрометре S4 Рюнеев фирмы Bruker AXS. Анализы образцов со звездочкой взяты из работы Петраченко и др., 1984. Н.о. – не определялось. Прочерк – не анализировалось.

этом в породах хорошо сохраняется первичная гранитная, гипидиоморфнозернистая структура. Мощность зоны сильноизмененных гранодиоритов составляет первые метры. Химические анализы пород приведены в таблице 1 (№ 6–15).

3. “Темно-серые” тонкозернистые метасоматиты – эта зона представляет собой уже настоящие метасоматические породы, которые существенно отличаются по внешнему облику от сильноизмененных гранодиоритов. Они представлены плотными темно-серыми породами, в которых широко развиты идиоморфные кристаллы розового граната. Парагенезис пород: $Q + Ms + Gr + Kfs + Vi + Pl_{90-95}$. Химические анализы пород приведены в таблице 1 (№ 16–18), а составы минералов даются в табл. 2 (обр. 8-1, 8-1-А, 8/6). Своеобразие этого типа пород подчеркивается значительными количествами новообразованного плагиоклаза, по составу близкого к анортиту. В составе метасоматитов в небольших количествах отмечаются турмалин, пирит, пирротин, магнетит, ильменит, сфалерит, галенит. Метасоматиты слагают зону мощностью от первых десятков сантиметров до 10 метров, окаймляя трубообразную метасоматическую залежь на ее контакте с гранитами (фиг. 1).

4. Рудоносные “светло-серые” метасоматиты слагают основную часть метасоматической залежи. Они представлены тонкозернистыми светло-серыми породами, в которых видны мелкие единичные розовато-бурые агрегаты граната. В отдельных участках пород совместно с гранатом находятся агрегаты цинковой шпинели – ганита (Вах, Сапин, 1982). Парагенезис пород: $Q + Ms + Gr + Kfs + Vi$. В этих породах анортит отсутствует, а биотит присутствует в весьма малых количествах. Повсеместно в составе метасоматитов в переменных количествах присутствуют мелкие единичные агрегаты темно-коричневого турмалина. Химические анализы пород приведены в таблице 1 (№ 19–20), составы минералов даются в таблице 2 (обр. 8-2, Б-1).

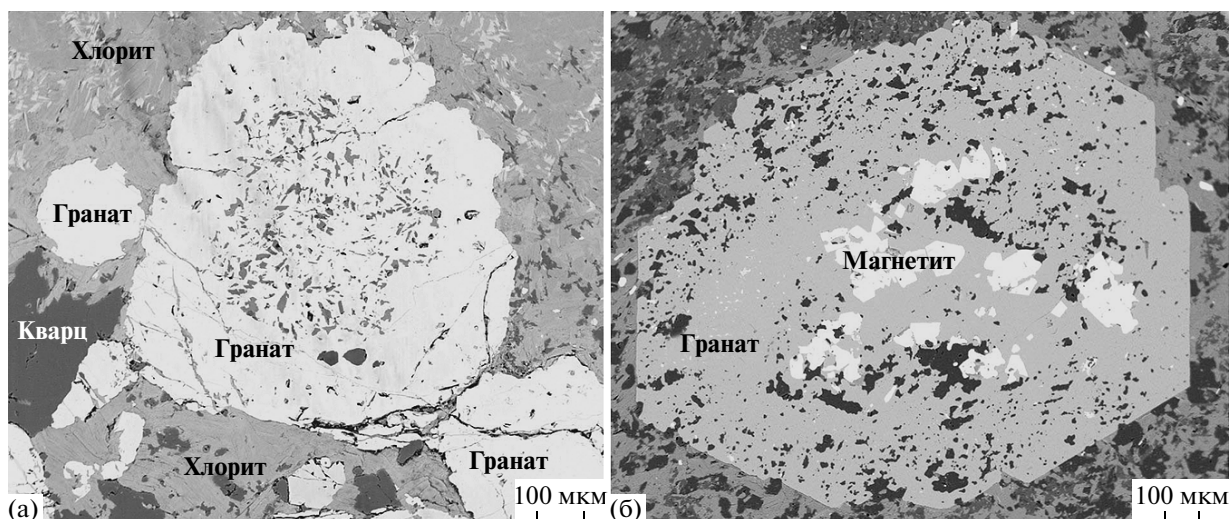
5. Среди “светло-серых” метасоматитов встречаются участки с парагенезисами ($Q + Ms + Gr + Kfs$) и ($Q + Ms \pm Gr$). Они не образуют четко выраженных зон, но чаще расположены ближе к центру метасоматического тела и на северо-западном фланге метасоматической залежи (фиг. 1). Это тонкозернистые породы светло-серого цвета. Среди пород с парагенезисами ($Q + Ms + Gr + Kfs$) и ($Q + Ms \pm Gr$) можно также встретить кварц-гранатовые прожилки и мономинеральные гранатовые стяжения размером первые сантиметры. Химические анализы пород приведены в таблице 1 (№ 21–23), а химические анализы минералов приведены в таблице 2 (обр. 40).

Метапорфириты представляют собой особый тип гранатсодержащих пород, имеющий большое значение для понимания генезиса месторождения.

Их характерная особенность – отчетливо выраженные признаки термального метаморфизма. Метапорфириты распространены в центральной части рудной зоны месторождения и образуют сложную сеть маломощных дайковых тел (фиг. 1), имеющих четкие контакты с вмещающими метасоматитами. Они представляют собой породы темно-серого цвета с мелкозернистой структурой и многочисленными идиоморфными порфириобластами граната размером до 5–6 мм. Основная масса породы состоит из плагиоклаза, биотита, магнетита, ильменита и кварца. Плагиоклаз образует кристаллы двух разновидностей: порфирировидные призматические выделения размером до 1 мм по длинной оси и мельчайшие бесформенные кристаллы размером в сотые и десятые доли миллиметра. Составы тех и других плагиоклазов существенно не различаются. Магнетит часто располагается внутри кристаллов граната. Биотит развивается в виде мельчайших чешуек по основной массе породы и по порфирировидным выделениям плагиоклаза. Рудные минералы представлены преимущественно пиритом, реже – арсенопиритом, единичными мелкими агрегатами галенита, шеелита и герсдорфита. Химические анализы пород приводятся в таблице 1 (№ 24–26), а составы минералов даются в таблице 2 (обр. 1326, 1356).

Приведенные выше описания минеральных парагенезисов гранатсодержащих пород показывают, что в их составе наиболее широко распространены минералами являются гранат, биотит, мусковит и, для отдельных типов пород, плагиоклаз. Ниже приводится краткая характеристика этих минералов.

Гранат. Широко развит в темно-серых и светло-серых метасоматитах Березитового месторождения, встречаясь обычно в виде идиоморфных кристаллов размером 0.5–2 мм. Иногда гранат образует крупные гнезда размером до 5–10 см, прожилки или нарастания мелких зерен на более крупные порфириобласты. Некоторые кристаллы гранатов обнаруживают краевую резорбцию, и тогда края кристаллов, насыщенные многочисленными включениями кварца, имеют очень сложную конфигурацию. Как правило, кристаллы гранатов обладают химической и оптической зональностью (фиг. 2а) и содержат многочисленные включения кварца, слюды и рудных минералов – магнетита, ильменита, пирита, галенита, сфалерита и даже самородного золота (фиг. 3). Химическая зональность гранатов очень похожа на так называемую прямую зональность роста, многократно описанную в метаморфических комплексах зеленосланцевой и амфиболитовой фаций (Авченко, 1982). Эта зональность заключается в заметном уменьшении концентраций марганца в направлении от центра кристалла к его краям и в сравнительно небольшом возрастании концентраций железа (и магния) в том же направлении



Фиг. 2. Форма выделений агрегатов альмандин-спессартинового граната в метасоматитах (а) и метапорфиритах (б) месторождения.

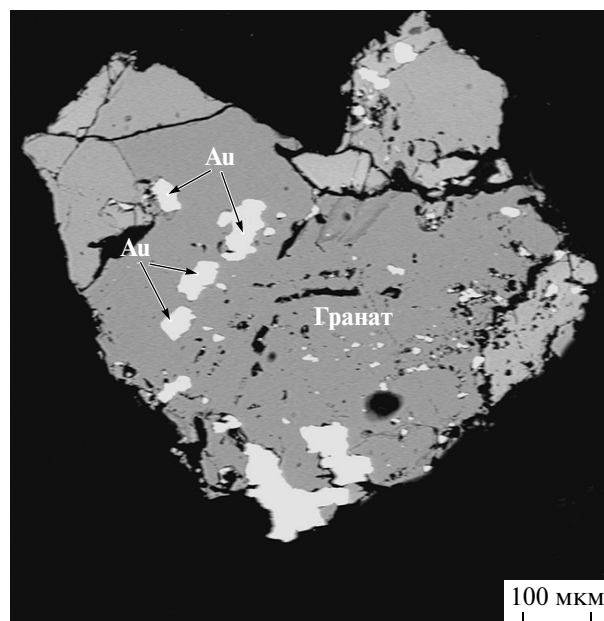
а — зональный гранат в кварц-ортоклаз-хлоритовой основной массе, состоящий из светло-серого малокальциевого ядра, насыщенного включениями кварца и ортоклаза, и краевой каймы, без включений, обогащенной кальцием. Характер зональности по Fe, Mn и Ca в кристалле граната месторождения показан на фиг. 4 и 5. Обр. ЗГ-96 (табл. 2). б — идиоморфный кристалл граната с многочисленными включениями магнетита, в кварц-плагиоклаз-биотитовой основной массе. Обр. 1356 (табл. 2). Изображения в отраженных электронах.

(фиг. 4). Зональность по кальцию часто бывает сложной. В большинстве случаев хорошо выделяется малокальциевое ядро (фиг. 5) и более кальциевая оторочка, причем в самых краевых частях кальциевых оторочек вновь наблюдается снижение концентрации кальция (фиг. 4). В метапорфиритах гранат образует довольно крупные порфиробласты, часто с хорошо выраженными кристаллографическими формами, размером до 2 мм, насыщенные включениями магнетита (фиг. 2б). Все гранаты в метасоматитах и метапорфиритах относятся к высокомарганцовистым и железистым разновидностям. Содержание спессартина в них изменяется в пределах от 50 до 70%. Состав граната в метапорфиритах несколько более магниезильный и кальциевый, чем состав граната в “светло-серых” метасоматических породах (табл. 2). Содержание трехвалентного железа в гранатах метасоматических пород и метапорфиритов обычно очень низкое (часто его вообще нет), что свидетельствует о высокой восстановленности пород (табл. 2).

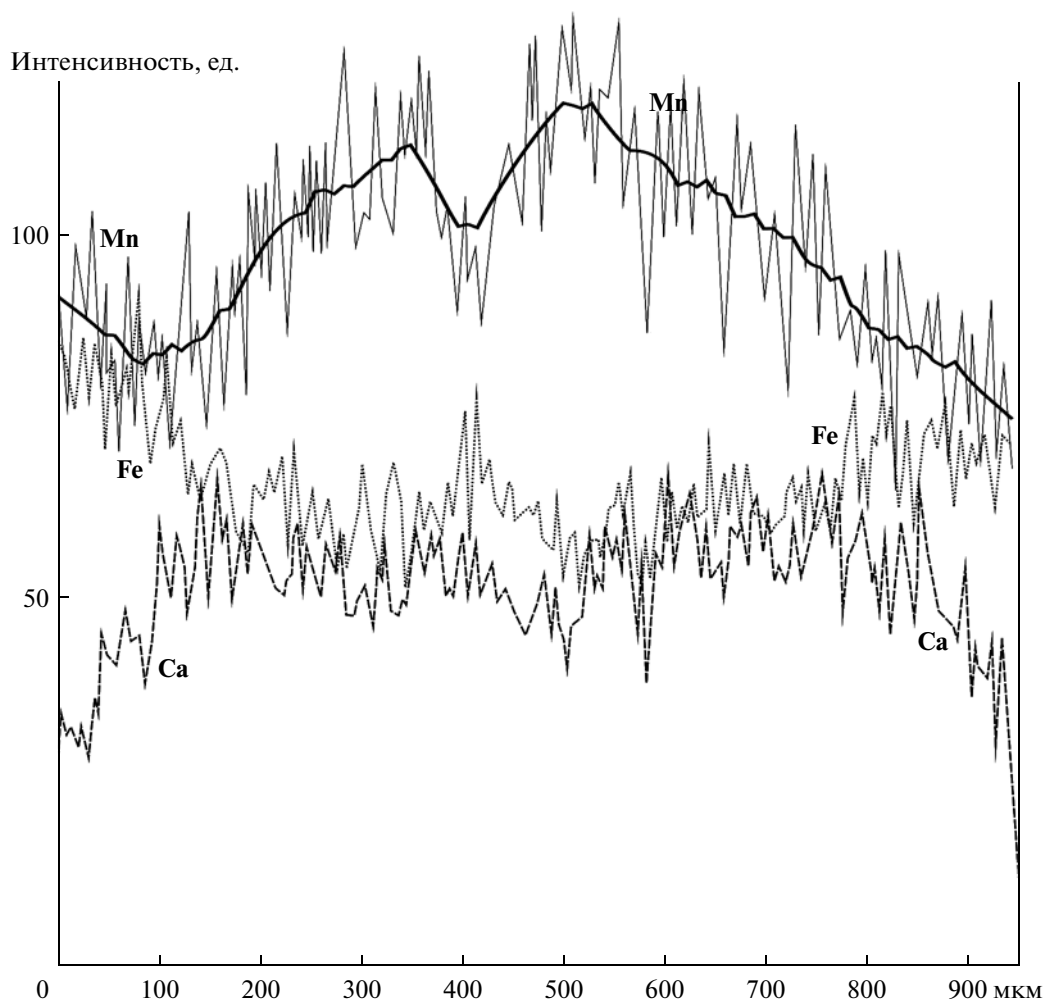
Мусковит. Образует в метасоматитах удлиненные бесцветные чешуйки размером 0.1–0.4 мм. На приведенных диаграммах хорошо видно, что составы мусковитов Березитового месторождения расположены целиком в поле метаморфических слюд фаций низких и умеренных давлений, отклоняясь от типичных составов серицитов из березитов за счет повышенной суммы железа, магния и марганца (фиг. 6) и более высокого содержания тетраэдрического глинозема (фиг. 7).

Таким образом, особенности химического состава белых слюд месторождения отражают особую специфику формирования метасоматитов месторождения.

Биотит. Представлен в породах небольшими чешуйками и кристаллами размером обычно не



Фиг. 3. Включения самородного золота в агрегате альмандин-спессартинового граната. Обр. ЗГ-1285. Изображения в отраженных электронах.



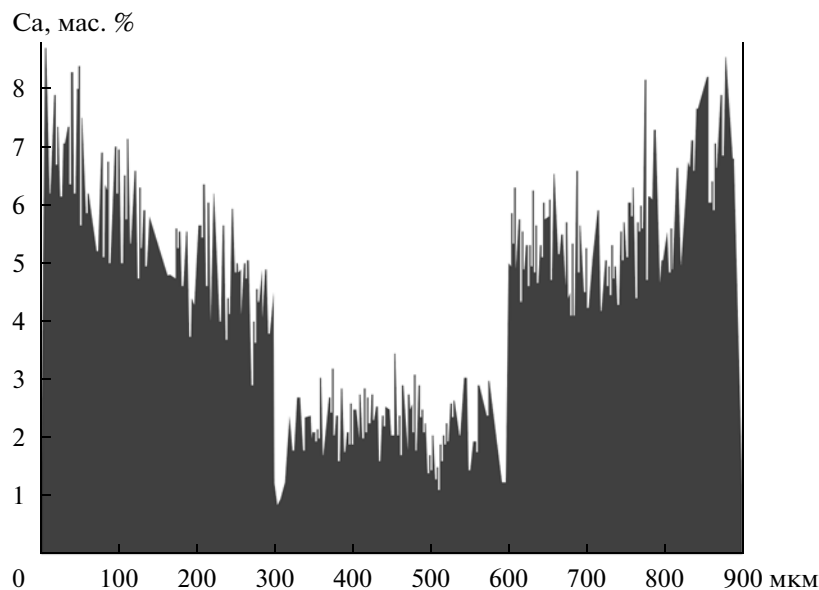
Фиг. 4. Микрондовые профили распределения Mn, Fe и Ca в зональном кристалле граната из метасоматитов гранат-биотит-мусковит-кварцевого состава. Хорошо видно рост концентрации железа и уменьшение концентрации марганца в направлении от центра кристалла к его краям и сложную зональность по кальцию. Обр. Б-1 (табл. 2).

более 0.5 мм по длинной стороне. Характерной особенностью состава биотита является довольно высокое содержание титана — до 2–2.5 вес. %. Железистость ($Fe/Fe + Mg$) биотитов изменяется в широких пределах 40–60%.

Плагиоклаз. Наиболее широко распространен в “темно-серых” метасоматитах, где образует мельчайшие бесформенные и таблитчатые кристаллы размером 0.02–0.05 мм. По составу он близок к анортиту. Этот плагиоклаз плохо диагностируется при петрографическом исследовании шлифов, поскольку в подобных чрезвычайно мелких кристаллах двойники обычно не видны. Видимо, поэтому в работе (Буряк и др., 1978), где описываются парагенезисы метасоматитов Березитового месторождения, анортит не указывается. Мелкие и мельчайшие таблички основного плагиоклаза начинают появляться уже в измененных гранодиоритах, прилегающих к темно-серым метасоматитам, где он развивается по первично-

му плагиоклазу гранодиоритов и иногда образует отдельные зерна (Залищак, 1978). Собственно в темно-серых метасоматитах состав анортита довольно выдержан и изменяется в узких пределах 90–94% анортитовой молекулы (табл. 2). Значительно более кислый состав плагиоклаза — до 51–55% анортита — устанавливается в дайках гранат-содержащих метапорфиритов (табл. 2, обр. 1356). Состав плагиоклазов в метапорфиритах значительно более неоднороден, чем в метасоматических породах. Так, в обр. 1326 установлена вариация состава плагиоклаза от 62 до 76% анортитовой молекулы.

Следует особо отметить, что анортитсодержащие породы — исключительно интересная черта метасоматитов Березитового месторождения. Их формирование, как будет показано ниже, определяется выносом натрия из гранодиоритов с последующей перекристаллизацией образовавшихся пород при повышенных *PT*-параметрах.



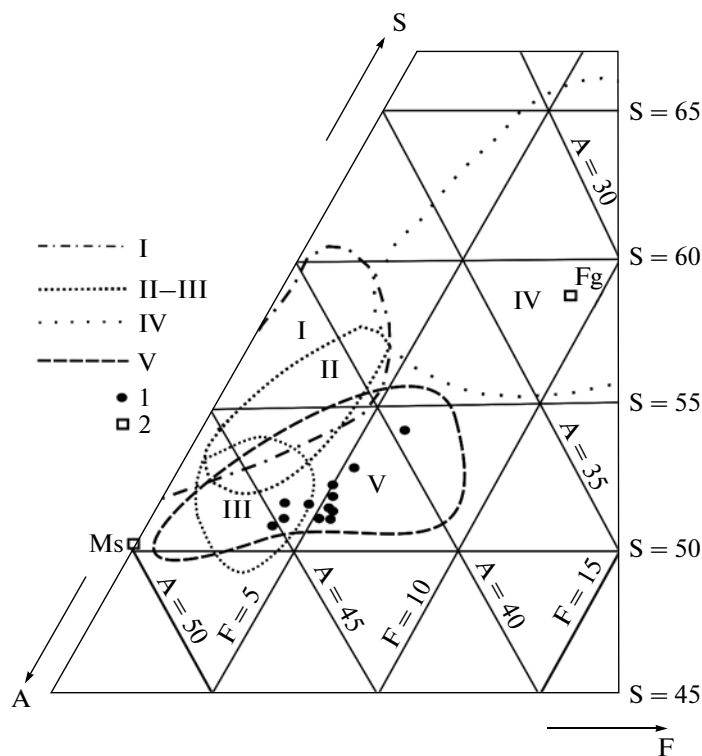
Фиг. 5. Микрозондовый профиль распределения Ca в зональном кристалле граната. Хорошо выделяется неоднородная внутренняя структура агрегата граната: наличие малокальциевого ядра и краевой каймы, обогащенной кальцием. Обр. ЗГ-96.

Проведенные детальные минералогические исследования особенностей состава основных минералов, слагающих метасоматиты и метапорфириты, позволили авторам на основе использования современных геотермометров и геобарометров оценить *PT*-условия формирования гранатсодержащих минеральных ассоциаций. Определение температуры и давления в парагенезисе Gr + Bi + Mus + Pl + Q производилось по программе PЕТ (Dachs, 1998), в которой для этого имеются Gr-Bi-термометр в калибровке Л. Перчука и И. Лаврентьевой (Перчук, 1993) и геобарометры Gr-Bi-Pl и Gr-Mus-Pl. Кроме того, температуру Gr-Mus минерального равновесия определяли по эмпирическому гранат-мусковитовому термометру (Chun-Ming *et al.*, 2002). Точки пересечения линий зависимости разных геобаротермометров от температуры и давления на *PT*-диаграмме позволяют определить *P* и *T* одновременно в каждом образце, где наблюдается парагенезис Gr + Bi + Mus + Pl + Q (фиг. 8). Результаты определений температур и давлений сведены в таблицах 3 и 4. Как видно из этих таблиц, температуры образования минеральных равновесий попадают в интервал от 450°C до 580°C при средней величине 507°C (табл. 3) и 496°C (табл. 4). Оценки давления дают интервал 2.75–4.8 кбар при средней величине 3.9 кбар. Краевые (минимальные или максимальные) оценки *P* и *T* маловероятны, поскольку в расчет включались составы центров зональных гранатов. Средние оценки *P* и *T* должны быть ближе к истинным значениям. Следует отметить, что *PT*-оценки условий обра-

зования метасоматитов и метапорфиритов практически одинаковы (табл. 3).

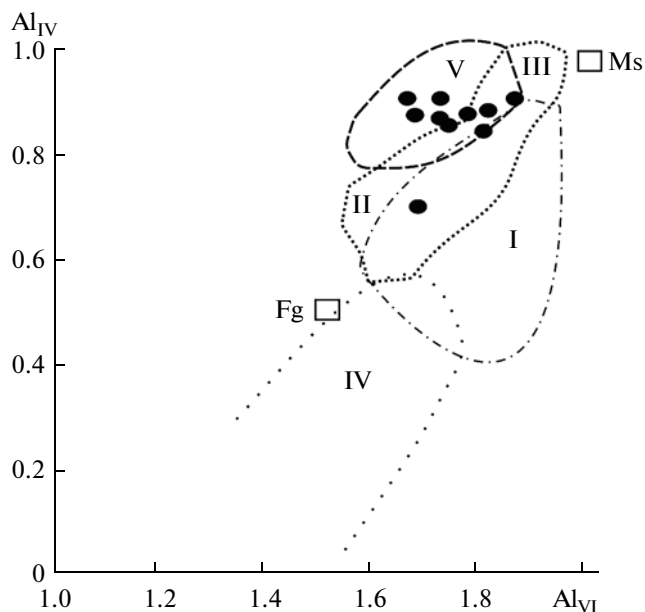
ИЗМЕНЕНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ГРАНОДИОРИТОВ И МЕТАПОРФИРИТОВ ПРИ ОБРАЗОВАНИИ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

При изучении метасоматических пород Березитового месторождения Р.И. Петраченко и др. (Петраченко, Беляева, 1984) на большом фактическом материале показали, что при образовании метасоматических пород из гранодиоритов выносятся натрий и кальций, а калий и марганец привносятся. Наиболее устойчивый характер выноса испытывает, по их данным, натрий, тогда как для марганца установлен значительный привнос (от 500 до 1500 отн. %). Нами на восточном фланге месторождения, на горизонте 780 м, были отобраны пробы по профилю в направлении от относительно свежих гранодиоритов до светло-серых метасоматитов включительно, для которых были выполнены химические анализы на петрогенные окислы и элементы-примеси (табл. 1). Полученные нами данные полностью подтверждают результаты ранее проведенных работ (Петраченко и др., 1984) и, кроме того, фиксируют отчетливый вынос бария и стронция и привнос рублидия в направлении от относительно свежих гранодиоритов к наиболее глубоко преобразованным светло-серым метасоматитам (табл. 5, фиг. 9). Установленный факт выноса Na₂O, CaO, Ba и Sr из гранодиоритов легко объясняется распадом и перекристаллизацией полевых



Фиг. 6. Состав серицитов (мусковитов) из пород разного генезиса в координатах формульных количеств: A (Al) – S (Si) – F (Mg + Fe + Mn).

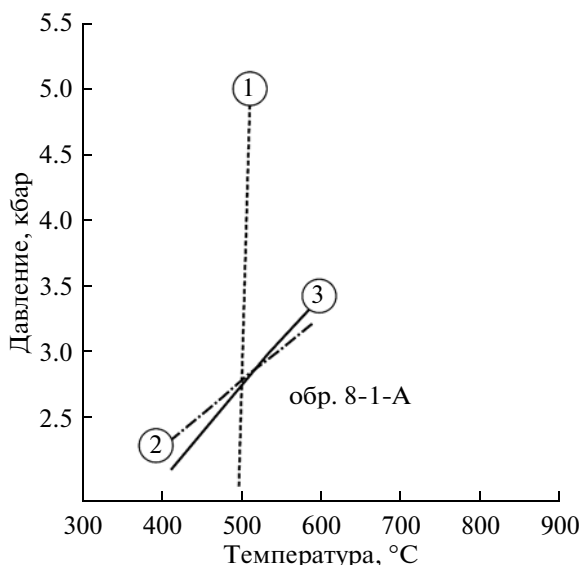
I–V – контуры полей состава слюд по (Метасоматизм..., 1998): I – из аргиллизитов и гидрослюдизитов; II–III – из березитов; III – слюды из березитов Урала; IV – осадочно-эпигенетические слюды; V – метаморфические серициты (мусковиты) из пород низких и умеренных давлений. 1 – мусковиты из метасоматических пород Березитового месторождения, 2 – составы фенгита (Fg) и мусковита (Ms). Кроме анализов слюд из таблицы 2 использованы также анализы слюд из образцов 20Г, 148, 68, 75-4, 81 Березитового месторождения.



Фиг. 7. Состав мусковитов Березитового месторождения на диаграмме распределения Al по позициям (Метасоматизм..., 1998). Условные обозначения см. на фиг. 6.

шпатов в метасоматитах с уменьшением общего количества плагиоклаза в породе. В то же время кристаллизацией мусковита в метасоматитах объясняется возрастание в них содержания калия и рубидия, сравнительно с гранодиоритами. Таким образом, очевидно, что метасоматизирующие растворы должны содержать натрий, кальций, марганец, калий, барий, стронций и рубидий.

На диаграмме Де Ла Роша (De La Roche *et al.*, 1980) отчетливо устанавливается резкое изменение состава гранодиоритов в процессе развития по ним метасоматического процесса (фиг. 10). Наиболее глубоко переработанные метасоматические породы на этой диаграмме занимают крайнее правое и нижнее положение, тогда как менее измененные темно-серые метасоматиты тяготеют к полю измененных гранодиоритов. Темно-серые анортит-содержащие метасоматиты на данной диаграмме занимают закономерное положение между наиболее глубоко переработанными метасоматозом породами и измененными гранодиоритами, в которых еще видна гранитная структура. Вместе с тем, на данной диаграмме видно, что гранатсодержащие метапорфириты не подвергались метасоматозу, поскольку их точки составов компактно распо-



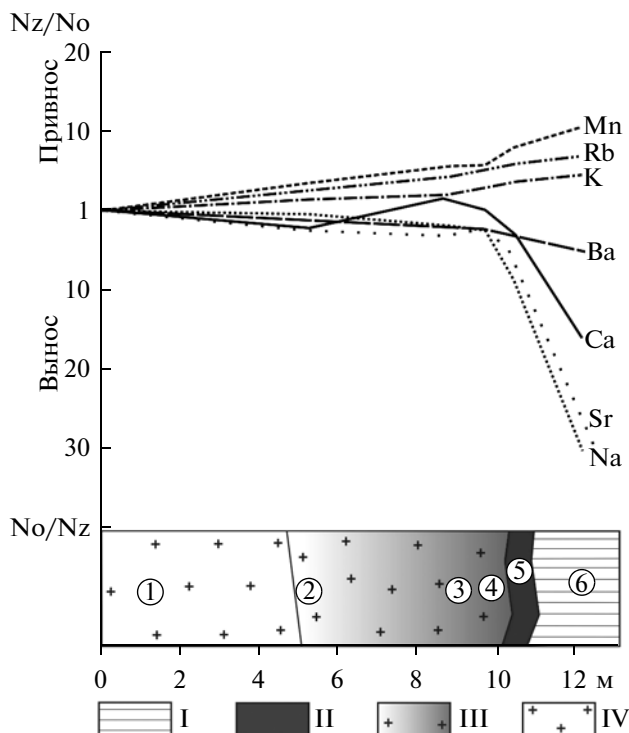
Фиг. 8. Определение температуры и давления в гранат-биотит-мусковит-анортитовых метасоматитах (обр. 8-1-А). Минеральные термобарометры: 1 – гранат-биотитовый термометр; 2 – гранат-плагиоклаз-серицитовый (мусковитовый) термометр; 3 – гранат-плагиоклаз-биотитовый термометр.

ложены в поле диоритов (точки 1, фиг. 10) и не обнаруживают какого-либо смещения в сторону переработанных метасоматозом пород (точки 3–5 на фиг. 10). Этот важный факт является ключевым моментом при рассмотрении проблемы генезиса гранатсодержащих метасоматитов, к которому мы непосредственно и переходим.

ОСНОВНЫЕ ГИПОТЕЗЫ ОБРАЗОВАНИЯ ГРАНАТСОДЕРЖАЩИХ МЕТАСОМАТИТОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Происхождение гранатсодержащих метасоматитов Березитового месторождения можно объяснить с двух точек зрения. Согласно первой, эти породы образовались в процессе метасоматоза гранодиоритов, который происходил при температуре около 500°C и давлении 3–4 кбар. Повышенные *P* и *T*, а также специфический состав метасоматических пород с высоким потенциалом марганца, кальция и глинозема послужили причиной появления парагенезисов марганцовистого граната с основным плагиоклазом, биотитом, мусковитом и кварцем. Однако эта простая гипотеза генезиса гранатсодержащих метасоматитов не может объяснить следующие основные петрологические особенности рассматриваемых пород.

Прежде всего, обращает на себя внимание то обстоятельство, что гранатсодержащие метапорфиры, пересекая зону метасоматитов, сами не подвергаются процессу метасоматоза. Более того, дайки

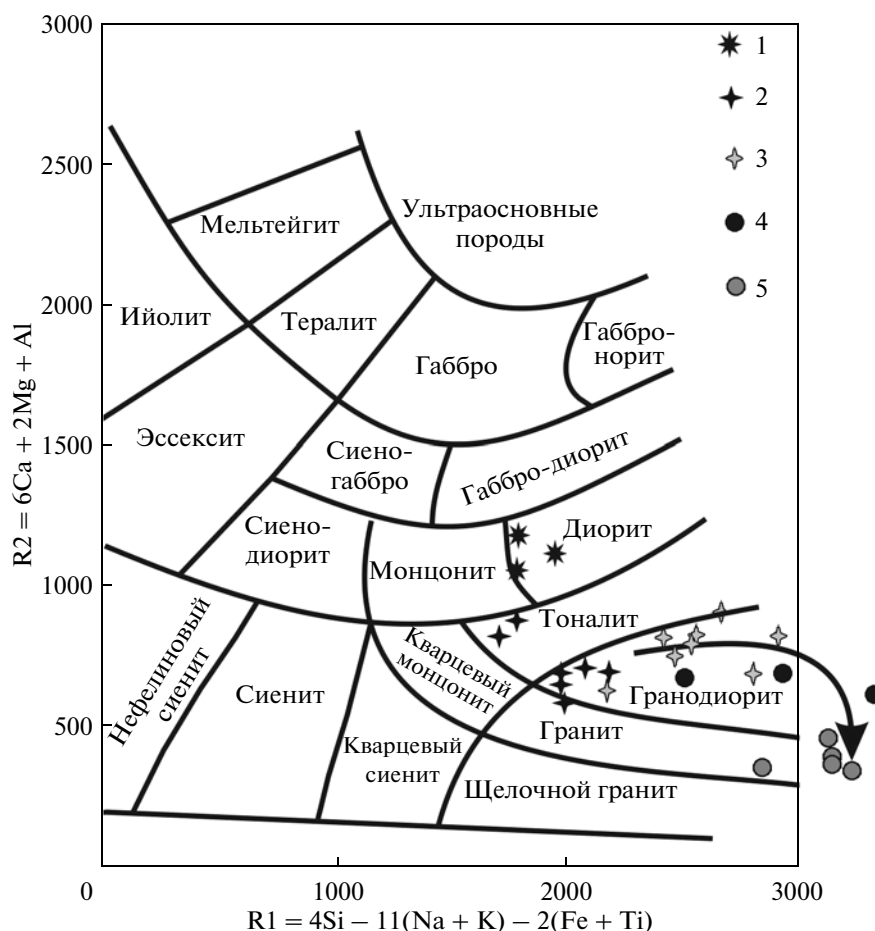


Фиг. 9. Изменение состава гранодиоритов при формировании гранатсодержащих метасоматитов.

Зоны развития пород: I – светло-серые рудоносные метасоматиты турмалин-гранат-мусковит-кварцевого состава; II – темно-серые метасоматиты гранат-ортоклаз-биотит-анортит-мусковит-кварцевого состава; III – метасоматически измененные гранодиориты; IV – слабо измененные гранодиориты. Цифры в кружках на колонке – места отбора образцов в зонах. *No/Nz* – отношение концентраций компонента в образце из зоны IV к величине концентраций компонентов в образцах из зон I–III (график выноса); *Nz/No* – отношение концентраций компонентов в образцах из зон I–III к концентрации компонента из зоны IV (график привноса). Исходные данные для построения диаграммы приведены в таблице 5.

метапорфиритов, как правило, не содержат в себе золотосодержащую полиметаллическую минерализацию, которая распространена во вмещающих их метасоматитах. В то же время, оценки *PT*-условий дают одинаковые значения как для даек метапорфиритов, которые являются постметасоматическими и пострудными, так и для других метасоматических пород месторождения (табл. 3, 4). Поэтому невозможно объяснить, как эти породы, внедряясь в главную фазу метасоматоза (судя по *PT*-оценкам), остаются совершенно незатронутыми этим процессом, но, тем не менее, представляют собой перекристаллизованные магматические породы.

Второе обстоятельство заключается в том, что кристаллы гранатов в метасоматических породах и метапорфиритах обладают прямой зональностью, или зональностью роста, характеризующейся уменьшением концентрации марганца и ростом



Фиг. 10. Положение гранодиоритов, метасоматитов и метапорфиров Березитового месторождения на диаграмме де Ля Роша (De La Roche H. *et al.*, 1980).

Типы пород: 1 – метапорфириты; 2 – порфировидные гранодиориты; 3 – метасоматически измененные гранодиориты; 4 – темно-серые гранат-ортоклаз-биотит-анортит-мусковит-кварцевые метасоматиты; 5 – светло-серые турмалин-гранат-мусковит-кварцевые метасоматиты. Стрелка показывает примерное изменение состава гранодиоритов в направлении от малоизмененных гранитоидов к темно-серым и светло-серым метасоматитам. Исходные данные приведены в таблице 1.

концентрации магния от ядра кристалла к периферии. Подобная зональность гранатов чрезвычайно широко распространена в метаморфических комплексах, прогрессивно метаморфизованных в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фаций метаморфизма (Авченко, 1982). Более того, в некоторых кристаллах гранатов фиксируется сложная зональность по кальцию, которая определяется наличием малокальциевого ядра и краевой зоны с повышенным содержанием кальция (фиг. 5). Поскольку метасоматоз, как было показано выше, характеризуется четко выраженным привнесом марганца и выносом кальция, то в этих условиях должны были бы формироваться кристаллы гранатов, в которых от ядра к периферии происходило бы постепенное повышение концентрации марганца и направленное (без скачкообразных изменений концентрации) понижение концентрации кальция. Эти противоречия, на которые наталки-

вается первая гипотеза, заставили нас рассмотреть вторую гипотезу образования гранатсодержащих метасоматитов Березитового месторождения.

Суть этой гипотезы состоит в том, что метасоматоз проходил при таких начальных *PT*-условиях, при которых гранат образоваться не мог, т.е. вне области стабильности граната. Внедрение даек порфиритов имело место уже после главной фазы метасоматоза, причем последующие процессы минералообразования на месторождении происходили при повышенных *P* и *T*. В результате дайки порфиритов и ранее сформированных метасоматитов оказались перекристаллизованными, с образованием в них метаморфогенных минеральных ассоциаций с участием граната. Таким образом, предполагается, что гранатсодержащие минеральные ассоциации образовались вследствие наложения более высокотемпературного процесса на ранее сформированные безгранатные метасома-

Таблица 2. Химический состав и кристаллохимические формулы минералов из метасоматитов и метапорфиритов Березитового месторождения

№ обр.	8-1						8-1А						8-2						3Г-96			
	gr-c	gr-r	gr-c	bi	plag	mus	gr-c	gr-r	bi	plag	mus	gr-c	gr-c	gr-c	bi	mus	gr-c	gr-r	gr-c	chl-1		
№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18				
SiO ₂	37.36	38.21	37.51	36.54	44.96	46.27	37.53	38.20	35.75	45.65	46.16	37.03	36.64	35.76	45.45	36.90	37.52	25.86				
TiO ₂	0.0	0.0	0.0	1.79	0.0	0.5	0.0	0.0	1.77	0.00	0.46	0.0	0.0	2.74	0.36	0.0	0.0	0.0				
Al ₂ O ₃	21.07	21.36	21.06	18.23	36.66	33.28	20.7	21.11	18.04	36.93	32.92	20.35	20.92	17.79	32.82	20.14	20.18	19.09				
FeO	15.3	17.1	16.97	20.94	0.0	4.04	17.34	17.84	21.70	0.0	4.03	12.91	14.89	22.88	3.61	8.82	11.87	23.29				
MnO	20.98	17.97	19.94	0.65	0.0	0.0	21.42	19.79	0.73	0.0	0.00	26.38	25.68	0.48	0.0	30.24	22.16	3.19				
MgO	0.54	0.99	1.27	8.88	0.0	0.96	0.98	0.85	8.72	0.0	0.89	0.54	0.57	8.55	0.73	0.39	0.42	13.46				
CaO	5.51	6.16	4.39	0.0	18.83	0.0	2.86	3.52	0.0	19.15	0.0	2.97	2.38	0.0	0.0	2.71	8.24	0.0				
Na ₂ O	0.0	0.0	0.0	0.0	0.61	0.0	0.0	0.0	0.0	0.64	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0				
K ₂ O	0.0	0.0	0.0	10.32	0.0	11.99	0.0	0.0	10.08	0.0	11.51	0.0	0.0	10.52	11.86	0.0	0.0	0.0				
Сумма	100.76	101.8	101.14	97.35	101.06	97.04	100.83	101.31	96.78	102.37	95.97	100.18	101.08	98.70	94.83	99.20	100.39	84.89				
Si	3.004	3.021	3.001	2.755	2.050	3.092	3.026	3.047	2.726	2.055	3.110	3.018	2.964	2.693	3.103	3.035	3.018	2.835				
Ti	-	-	-	0.101	-	0.025	-	-	0.102	-	0.023	-	-	0.155	0.018	-	-	-				
Al	1.997	1.990	1.985	1.620	1.970	2.621	1.967	1.985	1.621	1.959	2.614	1.955	1.994	1.579	2.641	1.953	1.913	2.466				
Fe ⁺²	1.029	1.131	1.122	1.320	-	0.226	1.169	1.190	1.384	-	0.227	0.872	0.929	1.441	0.206	0.607	0.748	2.135				
Fe ⁺³	-	-	0.013	-	-	-	-	-	-	-	-	0.008	0.078	-	-	-	0.051	-				
Mn	1.429	1.203	1.351	0.042	-	-	1.463	1.337	0.047	-	-	1.821	1.759	0.031	-	2.107	1.510	0.296				
Mg	0.065	0.117	0.151	0.998	-	0.096	0.118	0.101	0.991	-	0.089	0.066	0.069	0.960	0.074	0.048	0.050	2.200				
Ca	0.475	0.522	0.376	-	0.920	-	0.247	0.301	-	0.924	-	0.259	0.206	-	-	0.239	0.710	-				
Na	0.00	-	-	-	0.054	-	-	-	-	0.056	-	-	-	-	-	-	-	-				
K	0.00	-	-	0.993	-	1.022	-	-	0.981	-	0.989	0.0	-	1.011	1.033	-	-	-				
X _{Fe} ^{Gr}	0.94	0.91	0.88				0.91	0.92				0.93	0.93			0.93	0.94					
X _{Ca} ^{Gr}	0.16	0.17	0.13				0.082	0.10				0.08	0.07			0.08	0.23					
X _{An} ^{Pl}					0.94					0.94												
X _{Fe} ^{Bi}				0.57					0.58					0.60								

Таблица 2. Продолжение

№ обр.	3Г-96			40				8/6							Б-1(1)			
	chl -2	chl -3	gr-c	mus	kfs	gr-г	kfs	bi	bi	plag	plag	mus	mus	gr-c	gr-г	mus	mus	
№	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36
SiO ₂	26.91	28.21	35.53	46.3	63.36	37.72	37.25	64.42	35.23	35.43	45.79	43.84	46.78	43.95	37.28	37.65	45.52	46.18
TiO ₂	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.48	2.47	0.0	0.0	0.3	0.92	0.0	0.0	0.46	0.56
Al ₂ O ₃	19.22	19.78	19.72	34.14	18.65	20.30	20.97	18.12	16.89	17.83	35.71	34.37	31.60	30.78	20.56	20.46	31.76	32.55
FeO	23.00	22.74	6.84	1.87	0.0	15.34	16.47	0.0	18.78	19.67	0.0	0.0	3.35	3.23	16.52	18.54	4.11	3.9
MnO	2.68	1.85	31.17	0.0	0.0	19.29	21.66	0.0	0.87	0.79	0.0	0.0	0.0	0.0	19.56	18.81	0.0	0.0
MgO	15.33	16.34	0.64	1.01	0.0	0.89	1.25	0.0	8.97	9.94	0.0	0.0	1.51	1.06	0.85	1.07	0.73	0.84
CaO	0.0	0.0	2.32	0.0	0.0	7.05	2.84	0.0	0.0	0.0	18.59	18.35	0.0	0.0	5.88	3.81	0.0	0.0
Na ₂ O	0.0	0.0	0.0	0.0	0.82	0.0	0.0	0.73	0.0	0.0	0.95	0.97	0.0	0.0	0.0	0.0	0.42	0.0
K ₂ O	0.0	0.0	0.0	11.17	15.72	0.0	0.0	16.30	10.11	10.15	0.0	0.0	11.48	11.13	0.0	0.0	11.58	11.83
Сумма	87.14	88.92	96.22	94.49	99.25	100.58	100.44	99.56	93.34	96.28	101.05	97.53	95.03	91.06	100.64	100.34	94.59	95.87
Si	2.851	2.897	3.013	3.122	2.973	3.027	3.008	2.997	2.762	2.697	2.087	2.075	3.172	3.117	2.999	3.041	3.134	3.120
Ti	—	—	—	—	—	—	—	—	0.146	0.141	—	—	0.015	0.049	—	—	0.024	0.028
Al	2.400	2.394	1.971	2.713	1.031	1.920	1.996	0.993	1.561	1.600	1.918	1.917	2.525	2.573	1.949	1.947	2.577	2.592
Fe ⁺²	2.038	1.953	0.482	0.105	—	1.003	1.112	—	1.231	1.252	—	—	0.190	0.192	1.057	1.252	0.237	0.220
Fe ⁺³	—	—	0.003	—	—	0.026	—	—	—	—	—	—	—	—	0.054	—	—	—
Mn	0.240	0.161	2.239	—	—	1.311	1.482	—	0.058	0.051	—	—	—	—	1.333	1.287	—	—
Mg	2.421	2.501	0.081	0.102	—	0.106	0.150	—	1.048	1.128	—	—	0.153	0.112	0.102	0.129	0.075	0.085
Ca	—	—	0.211	—	—	0.606	0.246	—	—	—	0.908	0.930	—	—	0.507	0.330	—	—
Na	—	—	0.0	—	0.075	—	—	0.066	—	—	0.084	0.089	—	—	—	—	—	—
K	—	—	0.0	0.961	0.941	—	—	0.967	1.011	0.986	—	—	0.993	1.007	—	—	1.017	1.020
X _{Fe} ^{Gr}			0.85			0.90	0.88								0.91	0.90		
X _{Ca} ^{Gr}			0.07			0.20	0.08								0.17	0.11		
X _{An} ^{Pl}											0.91	0.91						
X _{Fe} ^{Bi}									0.54	0.53								

Таблица 2. Окончание

№ обр.	1326											1356						
	Б-1(1)	bi	gr-c	gr-r	gr-r	bi	bi	plag	plag	plag	ilm	gr-c	gr-r	gr-c	bi	plag1	plag2	plag3
Минерал																		
№	37	42	41	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54
SiO ₂	35.81	36.22	36.45	36.59	36.68	36.20	35.59	36.45	47.55	49.55	51.59	36.2	36.59	36.13	35.64	51.65	54.83	55.60
TiO ₂	2.31	2.01	0.0	0.0	0.0	0.0	1.83	0.0	0.0	0.0	48.73	0.0	0.0	0.0	2.27	0.0	0.0	0.0
Al ₂ O ₃	17.41	16.19	20.44	20.44	20.03	19.53	19.91	31.79	30.48	29.20	0.0	19.17	20.49	19.6	17.64	28.61	29.47	28.87
FeO	21.06	15.73	18.52	17.67	14.21	14.94	18.52	0.0	0.0	0.0	41.22	17.97	20.1	17.65	17.58	0.0	0.0	0.66
MnO	0.82	0.42	17.68	18.10	20.25	19.84	17.68	0.0	0.0	0.0	7.05	20.12	17.24	20.09	0.5	0.0	0.0	0.0
MgO	9.0	13.37	1.86	1.65	0.89	1.11	1.86	0.0	0.0	0.0	0.0	1.23	1.7	1.39	11.37	0.0	0.0	0.0
CaO	0.0	0.0	3.79	4.29	6.33	6.09	3.79	14.89	13.27	12.82	0.0	3.73	2.91	3.46	0.0	10.94	10.51	10.57
Na ₂ O	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.62	3.56	4.23	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	4.72	5.11	5.64
K ₂ O	9.86	9.73	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	9.84	0.41	0.0	0.31
Сумма	96.27	93.67	98.07	97.89	98.39	97.71	97.89	96.86	96.85	97.83	97.00	98.42	99.03	98.32	94.84	96.33	99.92	101.65
Si	2.738	2.772	2.936	3.004	3.012	2.995	2.936	2.240	2.323	2.391	—	2.995	2.993	2.986	2.718	2.424	2.465	2.471
Ti	0.133	0.116	—	—	—	—	—	—	—	—	0.951	—	—	—	0.13	—	—	—
Al	1.569	1.460	1.987	1.934	1.938	1.904	1.987	1.765	1.684	1.595	—	1.869	1.975	1.909	1.586	1.583	1.561	1.512
Fe ⁺²	1.346	1.007	1.137	1.159	0.938	0.928	1.137	—	—	—	0.796	1.103	1.336	1.102	1.121	—	—	—
Fe ⁺³	—	—	0.141	0.059	0.038	0.106	0.141	—	—	—	0.099	0.141	0.039	0.118	—	—	—	0.022
Mn	0.053	0.027	1.235	1.236	1.408	1.390	1.235	—	—	—	0.155	1.41	1.194	1.407	0.032	—	—	—
Mg	1.026	1.525	0.229	0.203	0.109	0.137	0.229	—	—	—	—	0.152	0.207	0.171	1.293	—	—	—
Ca	—	0	0.335	0.379	0.557	0.540	0.335	0.752	0.667	0.637	—	0.331	0.255	0.306	—	0.55	0.506	0.503
Na	—	—	—	—	—	—	—	0.239	0.324	0.380	—	—	—	—	—	0.43	0.445	0.486
K	0.962	0.950	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.957	0.025	—	0.018
X _{Fe} ^{Gr}	—	—	0.83	0.85	0.89	0.87	0.83	—	—	—	0.88	0.87	0.87	0.87	—	—	—	—
X _{Ca} ^{Gr}	—	—	0.18	0.13	0.18	0.18	0.13	—	—	—	0.11	0.08	0.10	0.10	—	—	—	—
X _{An} ^{Pl}	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
X _{Fe} ^{Bi}	0.57	0.40	—	—	—	—	—	0.76	0.67	0.62	—	—	—	—	0.55	0.53	0.51	—

Примечание. gr-c и gr-r – гранат центральных и краевых зон кристаллов; plag1 – плагиоклаз основной массы; plag 2, plag 3 – плагиоклаз из порфировых выделений; X_{Fe}^{Gr} = Fe/Fe + Mg – железистость граната; X_{Ca}^{Gr} = Ca/Ca + Fe + Mg + Mn – кальциевость граната; X_{An}^{Pl} – основность плагиоклаза; X_{Fe}^{Bi} = Fe/Fe + Mg – железистость биотита. В обр. kfs № 40 сумма дана с учетом BaO = 0.69 мас. % Анализы выполнены А.С. Вахом в ДВГИ ДВО РАН на микрозонде JEOL 8100.

Таблица 3. Оценки давления и температуры образования метасоматитов и метапорфиритов Березитового месторождения

№ п/п	Образец	Давление (кбар)	Температура (°С)	Номера анализов минералов по таблице 2	Примечание
1	8-1	4.8	580	3, 4, 5, 6	Центр граната
2	8-1	3.5	450	1, 4, 5, 6	Центр граната
3	8-1	5.2	535	2, 4, 5, 6	Край граната
4	8-1-А	2.75	502	8, 9, 10, 11	Край граната
5	8/6	5.50	510	24, 30, 32, 28	Центр граната
6	8/6	3.50	540	25, 30, 32, 28	Край граната
7	1326	3.80	450	38, 43, 46	Центр граната и наиболее кислый плагиоклаз
8	1326	4.10	505	40, 43, 44	Край граната и наиболее кислый плагиоклаз
9	1326	3.90	450	38, 43, 44	Центр граната и наиболее основной плагиоклаз
10	1356	3.50	510	48, 51, 52	Центр граната и наиболее основной плагиоклаз
11	1356	3.20	525	49, 51, 52	Край граната и наиболее основной плагиоклаз
12	1356	3.22	525	49, 51, 54	Край граната и наиболее кислый плагиоклаз
13	1356	3.55	505	48, 51, 54	Центр граната и наиболее кислый плагиоклаз
	Средняя оценка P, T	3.9	507	—	—

Примечание. 1–6 – метасоматиты рудоносной зоны; 7–13 – дайки метапорфиритов. Расчеты температур и давления выполнены по программе PET (Dachs, 1998).

Таблица 4. Температуры образования гранат-биотитовых и гранат-мусковитовых равновесий в метасоматитах Березитового месторождения

Образец	Геотермометр	Авторство термометров	Номера анализов минералов по таблице 2	Температура (°С) при давлении 3.5 кбар
8-2	Гранат-биотит	PET	12, 14	500
8-2	Гранат-мусковит	China	12, 15	480
Б-1(1)	Гранат-биотит	PET	33, 37	515
Б-1(1)	Гранат-биотит	PET	34, 37	525
Б-1(1)	Гранат-мусковит	China	33, 35	470
Б-1(1)	Гранат-мусковит	China	34, 36	486
Средняя оценка температуры	—	—	—	496

Примечание. Расчеты выполнены по программе PET (Dachs, 1998) и гранат-мусковитовому термометру (Chun-Ming *et al.*, 2002).

Таблица 5. Исходные данные для построения диаграммы изменения состава гранодиоритов при формировании метасоматических пород (фиг. 9)

Места отбора образцов в зонах	Номер зоны на рис. 12	Название зоны	Порядковые номера образцов из табл. 1, отобранных в зонах 1–4	Содержание окислов (мас. %) и элементов (г/т)						
				Na ₂ O	CaO	MnO	K ₂ O	Rb	Ba	Sr
1	4	Слабо измененные гранодиориты	4; 5	4.84	4.14	0.085	2.44	66	1142	764
2	3	Измененные гранодиориты	6	3.49	2.55	0.22	4.07	136	1141	421
3	3	Измененные гранодиориты	7	1.99	4.50	0.22	4.19	164	1111	302
4	3	Измененные гранодиориты	10–12	1.37	4.02	0.28	4.73	241	725	356
5	2	Темно-серые метасоматиты	13–15	0.47	2.59	0.61	4.93	277	603	182
6	1	Светло-серые метасоматиты	16; 17	0.16	0.24	0.78	5.60	283	302	24

титы и порфириты. Эта гипотеза (доказательство ее приводится ниже) легко объясняет появление граната в дайках метапорфиритов и особенности его химической зональности в метасоматитах и метапорфиритах. Она также позволяет корректно объяснить все наблюдаемые минералогические и петрологические особенности рассматриваемых метасоматитов и метапорфиритов, поэтому принимается нами за основную точку зрения при решении вопроса об условиях формирования гранатсодержащих минеральных ассоциаций месторождения. Следует подчеркнуть, что в этом случае, вероятно, было бы точнее называть рассматриваемые метасоматиты *апометасоматитами*, но этот термин в геологической литературе малоизвестен.

РЕЗУЛЬТАТЫ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ГРАНАТСОДЕРЖАЩИХ МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ

Компьютерное моделирование минеральных ассоциаций методом минимизации свободной энергии Гиббса проводилось с целью доказать и наглядно продемонстрировать постепенное превращение безгранатовых метасоматитов в гранатсодержащие минеральные ассоциации при изменении *PT*-условий. Физико-химическое моделирование проводилось на программном комплексе “Селектор”. Основные принципы работы ПК “Селектор” и его возможности рассмотрены в монографиях (Авченко и др., 2009; Чудненко, 2010). В новой версии этого программного комплекса моделирование производится с учетом моделей минеральных твердых растворов (Авченко

и др., 2011). Эта особенность новой версии ПК “Селектор” позволяет провести верификацию полученных моделей путем прямого сопоставления наблюдаемых в природе (или реальных) минеральных парагенезисов с модельными.

Для моделирования были выбраны три образца. Два образца представляют собой гранатсодержащие породы из “темно-серой” (обр. 8-1) и “светло-серой” (обр. 8-2) зон метасоматоза, третий образец – гранатсодержащий метапорфирит (обр. 1356). Для этих образцов выполнены химические анализы пород (табл. 1), установлены составы минералов и минеральных парагенезисов (табл. 2), а также примерные *PT*-условия их образования (табл. 3, 4). Вся термодинамическая система состояла из 97 компонентов, слагающих главные наблюдаемые или возможные минералы в рассматриваемых *PT*-условиях: кварц, плагиоклаз, калиналовый полевой шпат, орто- и клинопироксен, гранат, кордиерит, биотит, оливин, амфибол, мусковит, ильменит, магнетит, гематит, самородное железо, корунд, графит, силлиманит, кианит, андалузит, эпидот, цоизит, клиноцоизит, рутил, шпинель, сфен, ставролит, кальцит, доломит, волластонит, тальк, каолинит, хлорит, апатит. Моделирование проводилось на основе внутренне согласованной термодинамической базы (Holland, Powell, 1998) и с учетом моделей твердых растворов. База данных по моделям твердых растворов, по сравнению с работой (Авченко, Чудненко, 2011), была существенно переработана и расширена за счет новых моделей орто- и клиноамфиболов, биотита, клинопироксена, ильменита, шпинели, опубликованных в работах (White, Powell, 2002; White, Pomroy, 2005; Green,

Таблица 6. Сопоставление параметров состава минералов в реальных и модельных минеральных ассоциациях при заданных физико-химических параметрах формирования метасоматитов и метапорфиритов Березитового месторождения

Обр. №	X_{Fe}^{Gr}	X_{Ca}^{Gr}	X_{Mn}^{Gr}	X_{An}^{Pl}	X_{Fe}^{Bi}	$Ti_{ф.е.}^{Bi}$	P (кбар)	$T^{\circ}C$	f_{O_2}	P_{CO_2} (кбар)	P_{H_2O} (кбар)	W/R
8-1 (реальный парагенезис)	0.91	0.17	0.45	0.94	0.57	0.10	—	—	—	—	—	—
8-1 (модельный парагенезис)	0.91	0.17	0.50	0.86	0.57	0.10	3	508	-19.8	0.9	2.1	0.3
8-2 (реальный парагенезис)	0.93	0.07	0.58	нет	0.60	0.16	—	—	—	—	—	—
8-2 (модельный парагенезис)	0.92	0.07	0.53	нет	0.64	0.07	3	508	-20.4	1.0	1.9	0.25
1356 (реальный парагенезис)	0.87	0.08	0.40	0.51	0.46	0.13	—	—	—	—	—	—
1356 (модельный парагенезис)	0.86	0.08	0.41	0.53	0.46	0.07	3	470	-21.8	1.6	1.4	0.25

Примечание. X_{Fe}^{Gr} – железистость граната; X_{Ca}^{Gr} – кальциевость граната; X_{Mn}^{Gr} – марганцовистость граната; X_{An}^{Pl} – основность плагиоклаза; X_{Fe}^{Bi} – железистость биотита; $Ti_{ф.е.}^{Bi}$ – титанистость биотита; f_{O_2} – фугитивность кислорода; P_{CO_2} – давление углекислоты во флюиде; P_{H_2O} – давление воды во флюиде; W/R – отношение флюид/порода по объему.

Таблица 7. Сопоставление модального состава обр. 8-1 (вес. %), рассчитанного по программе MINSQ и ПК “Селектор”

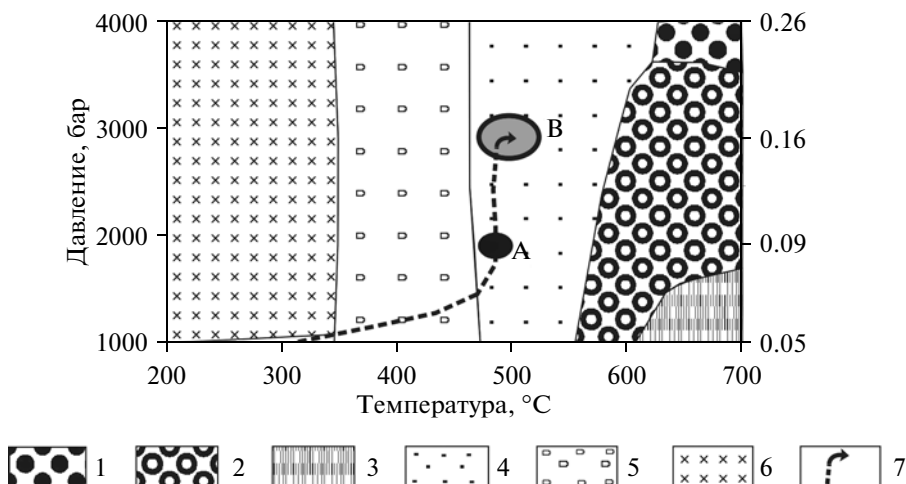
Минерал	Q	Kfs	Plag	Ms	Gr	Bi	Mgt	Ilm	Ap
MINSQ	38.8	6.5	12.3	25.9	5	8.4	0.2	0.2	0.3
Селектор	38.9	9.8	13.7	21.2	3.9	10.2	0.4	1.3	0.3

Примечание. Индексы минералов: Q – кварц, Kfs – калиевый полевой шпат, Plag – плагиоклаз, Ms – мусковит, Gr – гранат, Bi – биотит, Mgt – магнетит, Ilm – ильменит, Ap – апатит.

Holland, 2007; Diener, Powell, 2007; Tajcmanova, Connolly, 2009). Это позволило значительно повысить точность моделирования в отношении сходимости модельного и реального составов минералов в минеральных парагенезисах. При моделировании газового флюида применялась идеальная смесь 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.

Модель состояла из двух резервуаров. В первый резервуар помещались определенные количества H_2O , CO_2 и избыток углерода, что приводило к формированию флюида в равновесии с графитом. Поэтому образующийся флюид в первом резервуаре, кроме H_2O и CO_2 , содержал еще метан, водород и моноокись углерода. Отношение величины P_{H_2O}/P_{CO_2} в этом флюиде равно 2.8, а величина фугитивности кислорода при $P = 3000$ бар и темпера-

туре $508^{\circ}C$ равна -23.3 . Данный восстановленный, существенно водный флюид поступал во второй резервуар, где находились реальные составы метасоматических пород и метапорфирита в виде мольных количеств компонентов – SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , рассчитанные из данных таблицы 1. В ходе моделирования PT -параметры, состав и количество флюида изменялись таким образом, чтобы на выходе из второго резервуара можно было получить составы минеральных парагенезисов и составы отдельных сосуществующих минералов, наиболее близкие к природным реальным образованиям, наблюдаемым в изученных минеральных парагенезисах. Результаты моделирования по составу минералов, условиям P , $T^{\circ}C$, f_{CO_2} , P_{CO_2} , P_{H_2O} и отношению флюид/порода приведены в таблице 6, где показано практически полное совпадение реальных и модельных составов минералов. В особенности хорошее соответствие между реальным парагенезисом и моделью наблюдается



Фиг. 11. Поля минеральных парагенезисов, рассчитанных на основе модели для обр. 8-1, и предполагаемый тренд эволюции *PT*-условий для метасоматических пород Березитового месторождения.

1–6 – минеральные парагенезисы: 1 – Gr + Bi + Kfs + Pl + Q + Sill + Ilm; 2 – Gr + Bi + Kfs + Pl + Q + And + Ilm; 3 – Gr + Bi + Kfs + Pl + Q + And + Cord + Ilm; 4 – Gr + Bi + Mus + Kfs + Pl + Q ± TiMt; 5 – Cc + Bi + Chl + Pl + Mus + Q + Dol + Ilm ± Kfs; 6 – Cc + Chl + Ab + Mus + Q + Dol + Ilm + Kfs ± Kaol; 7 – тренд эволюции *PT*-условий образования метасоматических пород. Закрашенные овалы, обозначенные буквами А и В, – *PT*-условия формирования малокальциевых ядер (А) и краевых зон (В) кристаллов граната для обр. 8-1. Цифры на правой ординате показывают величину кальциевости ($X_{Ca}^{Gr} = \frac{Ca}{Ca + Fe + Mg + Mn}$) граната в парагенезисе Gr + Bi + Mus + Kfs + Pl + Q ± TiMt на изотерме 510°C для обр. 8-1.

для обр. 8-1. Подчеркнем, что даже такие тонкие параметры состава минералов, как марганцовистость граната или титанистость биотита, в модельных и реальных минералах оказываются близкими.

Верификация моделирования подчеркивается еще результатами, показанными в таблице 7. В этой таблице сопоставляется количественный расчет минерального парагенезиса, выполненный по программе MINSQ (Hermann, Berry, 2002), с теми количествами минералов, которые устанавливаются по ПК “Селектор”. Программа MINSQ проводит расчет на основе химического состава самой породы и имеющегося состава наблюдаемых минералов. То есть никакой термодинамической информации программа MINSQ не содержит и на выходе выдает только модальный состав наблюдаемого минерального парагенезиса. Сопоставление (табл. 7) показывает очень хорошую сходимость модального состава обр. 8-1, рассчитанного по двум программам, что и является верификацией проведенного моделирования.

Практически полная аналогия модельных и природных парагенезисов, а также особенностей состава минералов в них однозначно доказывает равновесность гранатосодержащих метасоматических парагенезисов с анортитом и без него (обр. 8-1 и обр. 8-2), а также полноту перекристаллизации метапорфирита (обр. 1356). Незначительное повышение фугитивности кислорода в моделях и парциального давления воды приводит к исчез-

новению граната из модельной минеральной ассоциации обр. 8-2.

Характер эволюции минеральных парагенезисов гранатосодержащих метасоматитов, обусловленный изменением температуры и давления, можно видеть на фиг. 11 на примере модели обр. 8-1. Как видно на фиг. 11, уже при 450°C из минерального парагенезиса данного образца исчезает гранат, но появляются кальцит, хлорит и доломит. Биотит при данных условиях, однако, остается устойчивым. При температуре 300°C исчезает биотит, и моделируемый гранат-биотит-мусковитовый минеральный парагенезис с основным плагиоклазом (обр. 8-1) преобразуется в кальцит-хлорит-альбитовый безгранатовый парагенезис с мусковитом, кварцем и марганцовистым ильменитом. Интересную эволюцию состава обнаруживает плагиоклаз: при температуре 500°C в модели 8-1 (как и в реальности) присутствует крайне основной плагиоклаз (№ 86), а при температуре 300°C в модели (без какого-либо изменения состава породы или состава флюида) образуется чистый альбит. При этом весь “плагиоклазовый” и “гранатовый” кальций в модели при данной температуре уходит в новообразованный кальцит, натрий связывается в альбите, а марганец граната перераспределяется в ильмените. С ростом температуры выше 500°C в составе минеральных ассоциаций данного образца, наряду с гранатом, появляются кордиерит, андалузит или силлиманит (фиг. 11).

Полученная нами модель позволяет легко объяснить образование сложной зональности по кальцию в кристаллах граната. Пусть, к примеру, на минеральные ассоциации, сформированные при 1 кбар и 300°C, накладываются новые условия P и T по пунктирному тренду, как показано на фиг. 11. В точке А на уровне 2 кбар в этих породах должен появиться гранат с малокальциевым ядром. Если далее литостатическое давление резко повышается вдоль изотермы 500°C до 3 кбар (точка В), то, согласно модели, малокальциевые ядра граната должны обрасти оболочкой с повышенным содержанием кальция, поскольку с ростом давления (в примерно изотермических условиях) в равновесие с плагиоклазом входит более кальциевый гранат. Если затем на регрессивном этапе происходит некоторое снижение давления (при примерно постоянной температуре), то на кальциевой оторочке граната может нарасти малокальциевая зона. Таким образом, спецификой наложения повышенных PT -параметров на уже сформированные метасоматические породы можно объяснить сложное поведение кальция в кристаллах граната (фиг. 4, 5).

Таким образом, физико-химическое моделирование минеральных парагенезисов месторождения дает чрезвычайно простое объяснение появлению гранатосодержащих пород с анортитом. Эти породы образуются по гранодиоритам, претерпевшим низкотемпературный метасоматоз, с выносом натрия и кальция и привносом марганца, и последующей их перекристаллизацией при температуре 500°C и давлении 3 кбар.

СПЕЦИФИКА ПРОЯВЛЕНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ГРАНАТСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД

Специфика наложенного на метасоматиты высокотемпературного метаморфизма состоит в том, что он проявился локально, только в пределах трубообразной залежи, тогда как вмещающие их гранодиориты остаются неметаморфизованными. Локальный характер проявления процессов метаморфизма на месторождении, вероятней всего, был обусловлен двумя факторами: во-первых, прохождением нового флюидно-теплового импульса по сформированным ранее рудоносным метасоматическим породам на заключительных стадиях становления месторождения; во-вторых, самой формой трубообразной залежи, благодаря которой прохождение флюидов и тепла по ней были значительно менее затруднительны, чем за ее пределами. Корреляция этого завершающего этапа преобразования метасоматитов с каким-то конкретным тектоно-магматическим процессом в рассматриваемом регионе остается пока неясной. Вероятней всего, многоэтапность формирования

метасоматитов месторождения определяется основными особенностями геодинамического режима формирования структур северного обрамления Монголо-Охотского пояса (Парфенов и др., 2003) и отражает полициклическое развитие древних метаморфических областей Алдано-Станового щита, которые претерпели в позднем палеозое и мезозое неоднократную структурную и магматическую переработку.

О ФОРМАЦИОННОЙ ПРИНАДЛЕЖНОСТИ ГРАНАТСОДЕРЖАЩИХ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПОРОД БЕРЕЗИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Своеобразные по составу гранатосодержащие породы Березитового месторождения нельзя отнести к грейzenам или классическим березитам. Это объясняется тем, что определяющим моментом грейзеновой формации является повышенная активность фтора во флюиде (Метасоматизм..., 1998), что выражается в появлении в грейzenах фторсодержащих минералов — топаза и флюорита. Флюорит и фторсодержащий сфен (гротит) изредка встречаются на месторождении, но они появляются только на заключительных стадиях его становления и в небольших количествах в виде прожилков или минеральных гнезд, развиваясь зачастую вместе с хлоритом (Вах и др., 2009). Таким образом, типичные грейзеновые минералы — топаз, флюорит или берилл, а также сопутствующая грейzenам редкометальная (Sn-W-Mo-Be) минерализация для Березитового месторождения не характерна. Напротив, в минеральных парагенезисах метасоматитов присутствуют такие необычные для грейzenов минералы, как анортит и альмандин-спессартиновый гранат. Более того, рудная минерализация, локализованная в метасоматитах, представлена на месторождении преимущественно сфалеритом, галенитом, пиритом, пирротинном, что в целом не характерно для формации грейzenов. Эти минералогические особенности рудно-метасоматических пород месторождения позволяют уверенно отрицать их принадлежность к грейзеновой формации.

С другой стороны, хорошо известно, что березиты характеризуются развитием парагенезисов карбонатов с хлоритом, мусковитом, кварцем и пиритом, причем процесс березитизации обычно происходит при температуре не выше 380°C — температуре устойчивости железистых карбонатов. Развитие в метасоматических породах Березитового месторождения гранатосодержащих ассоциаций с анортитом, отсутствие в них карбонатов, а также довольно высокие температуры гранат-биотитовых и гранат-мусковитовых минеральных равновесий — все это не позволяет рассматривать их как представителей классической березитовой формации.

Вместе с тем, приведенная выше физико-химическая модель образования метасоматических пород наглядно показала, что низкотемпературным химическим эквивалентом наблюдаемых гранатсодержащих метасоматитов вполне могли быть такие породы, которые по минералогическому набору соответствовали парагенезисам обыкновенных березитов. Этот вывод подчеркивается не только составом модельных минеральных ассоциаций при низких *PT*-условиях, но и самой направленностью метасоматического процесса – привносом калия и выносом натрия, что типично для процесса березитизации гранитов (Метасоматизм..., 1998).

Полученные результаты свидетельствуют о том, что рудоносные гранат-мусковит-кварцевые и гранат-биотит-мусковит-анортитовые минеральные ассоциации рассматриваемого месторождения образовались, вероятной всего, вследствие перекристаллизации или термального метаморфизма ранее сформированных низкотемпературных березитовых ассоциаций. В связи с этим целесообразно выделить гранатсодержащие метасоматиты Березитового месторождения в самостоятельную формацию высокотемпературных *метаморфизованных березитов*.

ВЫВОДЫ

1. Изучены минеральные парагенезисы и состав минералов гранатсодержащих метасоматических пород и метапорфиритов Березитового месторождения. Установлено, что они были сформированы в интервале температур от 450°C до 580°C, при средней величине около 500°C. Оценки давления показали интервал от 2.75 до 4.8 кбар при средней величине 3.9 кбар.

2. Метасоматические породы месторождения образовались вследствие выноса из гранодиоритов натрия, кальция, бария и стронция и привноса калия, марганца и рубидия. Метасоматиты месторождения являются типичным продуктом кислотного выщелачивания гранодиоритов. Последующая перекристаллизация ранее сформированных метасоматитов при повышенных *PT*-параметрах привела к образованию гранатсодержащих минеральных ассоциаций.

3. Метасоматические породы Березитового месторождения по геологической позиции, минералогии, характеру рудной минерализации и *PT*-условиям формирования не отвечают формациям типичных грейзенов и классических березитов. На основании полученных в процессе исследований новых данных делается предположение о выделении гранатсодержащих метасоматитов Березитового месторождения в самостоятельную формацию высокотемпературных *метаморфизованных березитов*.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абрамов Б.Н.* Условия формирования и рудоносность флюидно-эксплозивных образований золоторудных месторождений Восточного Забайкалья // Докл. РАН. 2011. Т. 440. № 1. С. 67–71.
- Авченко О.В.* Петрогенетическая информативность гранатов метаморфических пород. М.: Наука, 1982.
- Авченко О.В., Чудненко К.В., Александров И.А.* Основы физико-химического моделирования минеральных систем. М.: Наука, 2009.
- Авченко О. В., Вах А. С., Сахно В. Г. и др.* Локальный метаморфизм рудно-метасоматических образований Березитового месторождения // Докл. РАН. 2010. Т. 432. № 2. С. 203–209.
- Авченко О.В., Чудненко К.В., Александров И.А., Худолужкин В.О.* Адаптация программного комплекса “Селектор-С” к решению проблем петрогенезиса метаморфических пород // Геохимия. 2011. № 2. С.149–164.
- Беляева В.Р., Залищак Б.Л.* Образование анортитсодержащих грейзенов одного из рудных полей (Верхнее Приамурье) // Тихоокеанская геология. 1989. № 3. С. 95–102.
- Буряк В.А., Гуменюк В.А., Кайдалова Е.Ф. и др.* Новый (турмалин-гранат-кварц-серицитовый) тип золотоносных метасоматитов // Докл. АН СССР. 1978. Т. 241. № 5. С. 1143–1146.
- Вах А.С.* О соотношении полиметаллической и золотой минерализации на одном из месторождений Верхнего Приамурья // Минеральные типы рудных месторождений в вулканогенных поясах и зонах активизации Северо-Востока Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. С. 162–169.
- Вах А.С., Сапин В.И.* Первая находка железистого гангита на Дальнем Востоке // Докл. АН СССР. 1982. Т. 246. № 5. С. 1199–1202.
- Вах А.С., Авченко О.В., Карабцов А.А., Степанов В.А.* Первая находка гротита в золоторудных месторождениях // Докл. РАН. 2009. Т. 428. № 3. С. 353–357.
- Вах А.С., Авченко О.В., Карабцов А.А.* Червандонит-(Се) в рудах Березитового месторождения – вторая находка в мире // Тихоокеанская геология. 2010. Т. 29. № 3. С. 14–23.
- Вах А.С., Авченко О.В., Сергеев С.А., Пресняков С.А.* Первые U-Pb данные (SHRIMP-II) о возрасте цирконов из гранитоидов и рудоносных пород Березитового золото-полиметаллического месторождения // Докл. РАН. 2011. Т. 438. № 5. С. 659–664.
- Залищак Б.Л.* Условия образования анортитизированных гранодиоритов – нового типа метасоматитов // Термобарогеохимия в геологии. Владивосток: ДВНЦ СССР, 1978. Т. 1. С. 141–143.
- Калинкин Н.Я.* Березитовое золото-полиметаллическое месторождение // Вопросы золотоносности Дальнего Востока. Благовещенск, 1971. С.117–118.
- Метасоматизм и метасоматические породы / Под ред. Жарикова В.А. М.: Научный мир, 1998.

- Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др.* Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7–41.
- Перчук Л.Л.* Магматизм, метаморфизм и геодинамика. М.: Наука, 1993.
- Петраченко Р.И., Беляева В.Р., Залищак Б.Л.* Метасоматиты золото-полиметаллического месторождения в области мезозойской тектоно-магматической активизации // Метасоматиты месторождений благородных металлов Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. С. 93–124.
- Прокофьев В.Ю., Бортников Н.С., Волков А.В. и др.* Вкрапленные руды месторождения золота Дарасун (Восточное Забайкалье) и их генезис // Докл. РАН. 2008. Т. 422. № 2. С. 214–217.
- Стриха В.Е., Петрук Н.Н., Вахтомин К.Д. и др.* Геология Хайтинского интрузивного комплекса (Верхнее Приамурье) // Тихоокеанская геология. 2000. № 5. С. 25–37.
- Туговик Г.И.* Флюидно-эксплозивные структуры и их рудоносность. М.: Наука, 1983.
- Чудненко К.В.* Термодинамическое моделирование в геохимии: теория, алгоритмы, программное обеспечение, приложения. Новосибирск: Академическое издательство “Гео”, 2010.
- Chun-Ming Wu, Xin-She Wang, Chong-Hui Yang et al.* Empirical garnet-muscovite geothermometry in metapelites // Lithos. 2002. V. 62. P. 1–13.
- Dachs E.* PET: Petrological elementary tools for mathematics // Computers & Geosciences. 1998. V. 24. № 3. P. 219–235.
- 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 // American Mineralogist. 2007. V. 92. № 7. P. 1181–1189.
- De La Roche H., Leterrier P., Grand-Clode P., Marchal M.* A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2 – diagram and major element analyses – its relationships with current nomenclature // Chem. Geol. 1980. V. 29. P. 183–210.
- Diener J.F.A., Powell R., White R.W., Holland T.J.B.* A new thermodynamic model for clino- and orthoamphiboles in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{O}$ // Journal of Metamorphic Geology. 2007. V. 25. P. 631–656.
- Herrmann W., Berry R.F.* MINSQ – a least squares spreadsheet method for calculation mineral proportion from whole rock major element analyses // Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis. 2002. V. 2. P. 361–368.
- Holland T.J.B., Powell R.* An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest // Journal of Metamorphic Geology. 1998. V. 16. № 3. P. 309–343.
- Lee B.I., Kesler M.G.* Generalized thermodynamic correlations based on three-parameter corresponding // AIChEJ. 1975. V. 21. № 3. P. 510–527.
- Tajcmanova L., Connolly J.A.D., Cesare B.* A thermodynamic model for titanium and ferric iron solution in biotite // Journal of Metamorphic Geology. 2009. V. 27. P. 153–165.
- 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 $\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{TiO}_2-\text{Fe}_2\text{O}_3$ // Journal of Metamorphic Geology. 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 // Journal of Metamorphic Geology. 2005. V. 23. P. 579–602.