

УДК 553.463.685:571.63

## ПОЛЕВОШПАТОВЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ ЛЕРМОНТОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ПРИМОРЬЕ, РОССИЯ)

© 2007 г. В. И. Гвоздев

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

Поступила в редакцию 09.11.2006 г.

По керну буровых скважин изучены метасоматические породы и руды Лермонтовского скарново-шеелит-сульфидного месторождения (Лермонтовское рудное поле, Приморский край). Это позволило выявить и охарактеризовать метасоматиты полевошпат-апатит-шеелит-сульфидного состава с высокими концентрациями более 10%  $WO_3$ . Показаны взаимоотношения этих метасоматитов со скарнами, грейзенами и сульфидными рудами; определена их роль в формировании руд и обсуждаются вопросы генезиса месторождения.

### ВВЕДЕНИЕ

Сихотэ-Алиньская аккреционно-складчатая область на территории Приморского края – один из перспективных регионов России на шеелитовое оруденение в скарнах. Здесь открыты и эксплуатируются крупные скарново-шеелит-сульфидные месторождения Восток-2 и Лермонтовское, метасоматиты которых считаются изученными достаточно хорошо (Степанов, 1977; Кудрин, 1985; Кудрина, 1985; Бороданов, Белов, 1998; Гвоздев, 1984, 2000). До настоящего времени многие исследователи считают второстепенной роль полевошпатового метасоматоза в формировании шеелитовой минерализации на вольфрамовых месторождениях. По данным М.А. Кудриной (1985), содержания  $WO_3$  в полевошпатовых метасоматитах не превышают 0.5%. В то же время на Лермонтовском скарново-шеелит-сульфидном месторождении автором установлены полевошпатовые породы с содержаниями  $WO_3$  более 10%. В этой связи выяснение роли таких пород в формировании шеелитовой минерализации требует детального обсуждения.

### КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА И МЕСТОРОЖДЕНИЯ

#### *Геологическое строение*

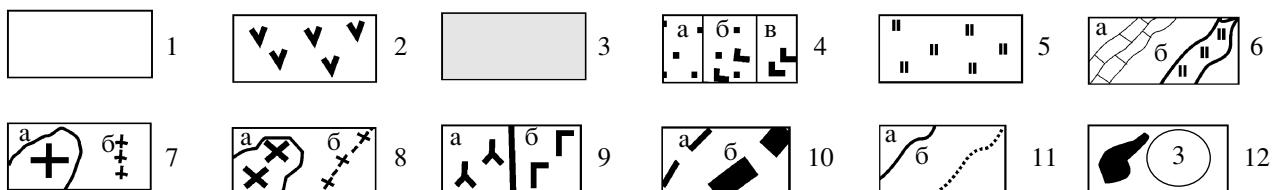
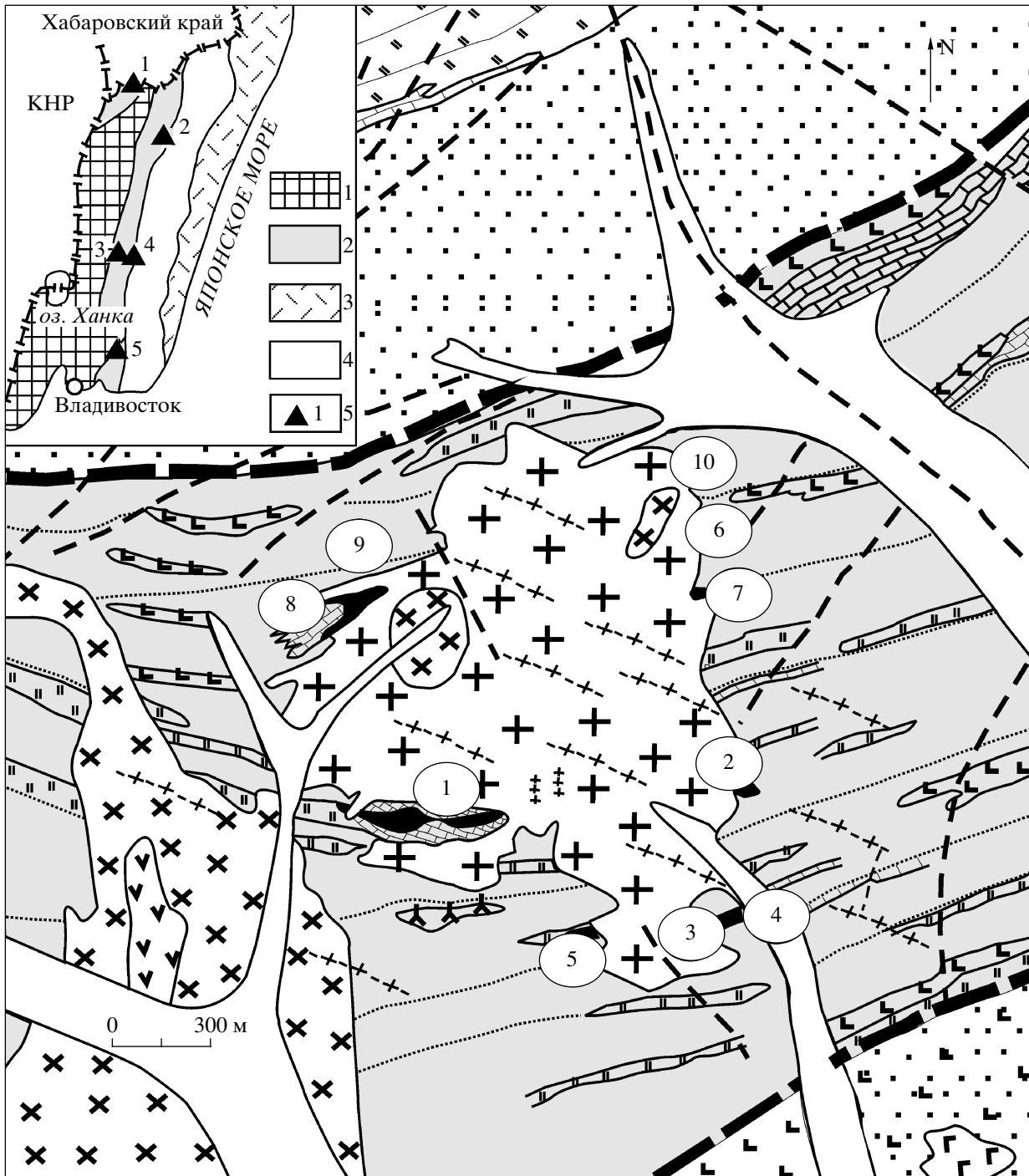
Район Лермонтовского скарново-шеелит-сульфидного месторождения расположен на северо-западе Приморского края (фиг. 1, врезка). По новым представлениям о геологическом строении и геодинамической эволюции Сихотэ-Алиня (Ханчук и др., 1995; Ханчук, 2000), район слагают породы Самаркинского террейна, которые состоят из матрикса (чередование турбидитовых и меланжевых–оли-

стостромовых толщ, мощностью первые тысячи метров) и генетически разнородных и разновозрастных включений преимущественно палеоокеанического происхождения (девонских офиолитов, верхнепалеозойских и триасовых кремней, известняков и базальтов). В турбидитах и алевроаргилитовом матриксе меланжа присутствуют радиолярии средней юры (келловей) – начала мела. На верхних структурных уровнях (частях) террейна наблюдаются пачки нормально-слоистого флиша, а олистостромовые включения – практически отсутствуют. Общая мощность толщи около 15000 м. Особенность района – это обилие разноориентированных тектонических нарушений, обусловленное зоной влияния регионального Западного структурного шва Сихотэ-Алиня, имеющего близмеридиональное простирание. В пределах района складчатые структуры представлены многочисленными субширотными надвигами и сбросо-сдвигами северо-западного и северо-восточного направлений. Само месторождение приурочено к зоне пересечения скрытого субширотного разлома фундамента с крупными разноориентированными нарушениями в породах кровли (фиг. 1). Среди осадочных пород преобладают песчаники, кремнистые сланцы, алевролиты и известняки.

#### *Магматические породы*

Магматические породы в районе месторождения по возрасту подразделены на четыре интрузивных комплекса: юрский, раннемеловой (Васильевский), ранне-позднемеловой и позднемеловой (Самуро-Бикинский) (Никифорова, 1966). Юрский комплекс представлен небольшими штоками и межпластовыми телами пироксенитов и габбро. Раннемеловые гранитоиды слагают крупные мас-

Адрес для переписки: В.И. Гвоздев. E-mail: gvozdev@fegi.ru.



сивы (Шивкинский и другие) и шток месторождения. С ними пространственно и парагенетически связана вся вольфрамовая минерализация района (Руб и др., 1982; Гвоздев, 1984; Хетчиков и др., 1998). Главные разновидности пород – средне-, крупнозернистые биотитовые, биотит-мусковитовые граниты, гранодиориты, реже – тоналиты (в краевых частях массивов), плагиограниты, гранит-порфиры и др. По химическому составу и петрохимическим характеристикам гранитоиды крупных массивов и штока месторождения относятся к породам S-типа и характеризуются повышенной глиноземистостью, близкой к средним типам пород гранитной формации, но отличаются от них несколько меньшим содержанием щелочей и кремнезема. Калий в составе пород преобладает над натрием. По данным М.Г. Руб и др. (1982), содержание  $Li_2O$  в породах колеблется от 0.0065 до 0.0087%, а  $Rb_2O$  – от 0.015 до 0.20%; вольфрама – от 1.16 до 14.4 г/т (Левашев, 1991). Изотопный Rb-Sr-возраст Шивкинского массива и штока месторождения соответственно  $127 \pm 4.5$  и  $124-126 \pm 8$  млн. лет, а первоначальные стронциевые отношения – соответственно 0.70975 и 0.70946 (Хетчиков и др., 1998). Ранне-позднемеловой комплекс представлен вулканитами и субвулканическими телами алчанской свиты (андезиты, андезит-базальты и др.). Позднемеловой интрузивный комплекс представлен массивами и штоками габбро, диоритами, монцодиоритами, гранодиоритами, гранитами и др. Изотопный возраст пород, по данным разных авторов, – от 64 до 108 млн. лет.

### *Строение и минералогия рудных тел*

Рудные залежи месторождения (фиг. 2) представляют собой метасоматические тела, имею-

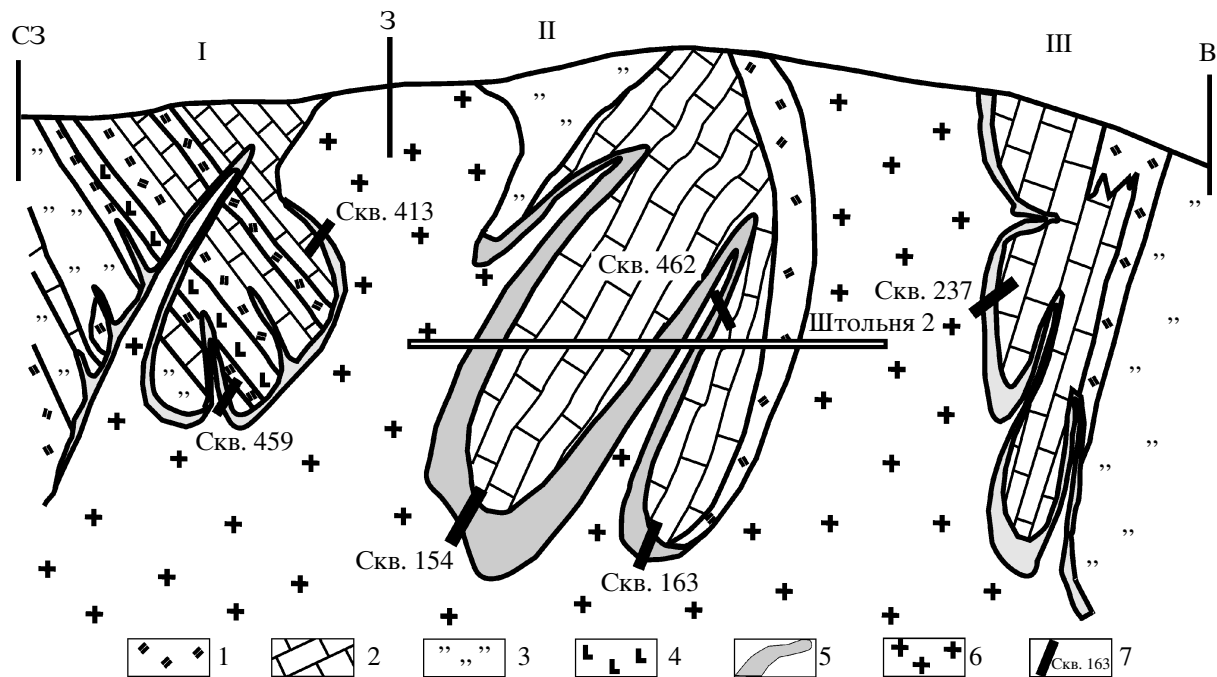
щие пласто-, линзо- или гнездоподобную формы, локализованные в провесе кровли штока гранитоидов (залежь Центральная) или в его контакте (залежи Норушка, Северо-Западная, Молодежная и др.). Протяженность рудных тел – от 40 до 640 м, при мощности от 1 до 78 м. Строение скарново-рудных тел показано на разрезах по колонкам буровых скважин (фиг. 3). На них видно, что рудные залежи на флангах месторождения имеют относительно простое строение (скважины 459 и 237), а в центральной части – более сложное (скважины 154 и 163). Такая же закономерность наблюдается и в строении самих рудных тел в направлении от периферии к центру. Границы скарново-рудных тел – нечеткие (с множеством апофиз гранитоидов) и часто устанавливаются по данным опробования. По минеральному составу выделяются два основных типа руд: шеелит-кварцевые (30–40%) и шеелит-сульфидные (60–70%). Первый тип пространственно тяготеет к корневым частям рудных тел и их количество составляет 20–49% от объема запасов руд месторождения. Минеральный состав рудных тел варьирует в широких пределах и часто зависит от состава пород, по которым они развиты. В обоих типах преобладают руды с вкрапленными и массивными текстурами; на флангах Центральной залежи иногда встречаются сульфидные руды с полосчатой текстурой. Это результат последовательного замещения карбонатно-кремнистой толщи, имеющей полосчатое строение (чередование кремней и известняков), скарнами и сульфидами. Руды с биотитом и большим количеством апатита (до 30%) развиваются по гранитоидам (скважины 154, 462), а руды с флогопитом – по диопсидовым скарнам (скважина 163). На месторождении установлено и изучено более 60 гипогенных минералов (Гвоздев, 1984). Из нерудных минералов преобладают

**Фиг. 1.** Схематическая геологическая карта Лермонтовского месторождения (по материалам Ю.И. Максименко и др., 1974 г.; П.В. Кораблинову и др., 1978 г.; О.П. Макарову и др., 1981 г. с добавлениями и изменениями И.В. Кемкина и А.Н. Филиппова).

1 – четвертичные отложения; 2 – альбские–нижнемеловые (?) вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения алчанской свиты (дацитовые, андезитовые порфиры и их туфы, туфолоавы, алевролиты, песчаники, конгломераты); 3 – олигостромовая толща с нижнемеловым матриком; 4 – средне-верхнеюрские–нижнемеловые (?) отложения култухинской свиты: осадочные (песчаники, алевролиты, сланцы и др.) (а), вулканогенно-осадочные (б), вулканогенные (базальты, туфобазальты, спилиты и др.) (в); 5 – триасовые–средне-верхнеюрские отложения преимущественно кремнистого состава (мало распространены: песчаники, алевролиты, сланцы, известняки); 6 – верхнемеловые олигостолиты известняков (а), кремней (б); 7 – нижнемеловой (Васильевский; по И.К. Никифоровой, 1966) интрузивный комплекс (тоналиты, гранодиориты, граниты): массивы (а), дайки (б); 8 – верхнемеловой интрузивный, субвулканический (Самуро-Бикинский; по И.К. Никифоровой, 1966) комплекс (граниты, гранодиориты, диориты): массивы (а), дайки (б); 9 – юрский (?) интрузивный комплекс: габбро, пироксениты (а), диориты (б); 10 – разломы (а), границы олигостромовой толщи (б); 11 – геологические границы (а), границы горизонтов в олигостромовой толще (б); 12 – рудные залежи (цифры в кружках): 1 – Центральная, 2 – Норушка, 3 – Дружная, 4 – Нижняя, 5 – Слепая, 6 – Малютка, 7 – Молодежная, 8 – Северо-Западная, 9 – Орешек, 10 – Садко.

На врезке (Ханчук и др., 1995):

1 – Ханкайско-Буреинский кристаллический массив и его обрамление; 2 – Самаркинская аккреционная призма (турбидит-олигостромовая); 3 – прибрежный вулканический пояс; 4 – осадки турбидитового бассейна и прилегающих к нему островных дуг; 5 – скарновые месторождения шеелита: 1 – Лермонтовское, 2 – Восток-2, 3 – Скрытое, 4 – Кордонное, 5 – Беневокское.



**Фиг. 2.** Схематический геологический разрез-модель Лермонтовского месторождения (по П.В. Кораблинову и др., 1978 г., О.П. Макарову и др., 1981 г.; упрощен автором).

1 — кремнистые породы; 2 — известняки, мраморы; 3 — роговики (кварц-биотитовые, часто с амфиболом, кордиеритом по песчаникам, алевролитам, сланцам, спилитам); 4 — позднемеловые дайки диабазовых и диоритовых порфиритов; 5 — скарново-рудные тела; 6 — раннемеловые гранодиориты, граниты штока месторождения; 7 — положение и номер буровых скважин с типовыми разрезами метасоматических пород. I–III — рудные залежи: I — Северо-Западная, II — Центральная, III — Норушка.

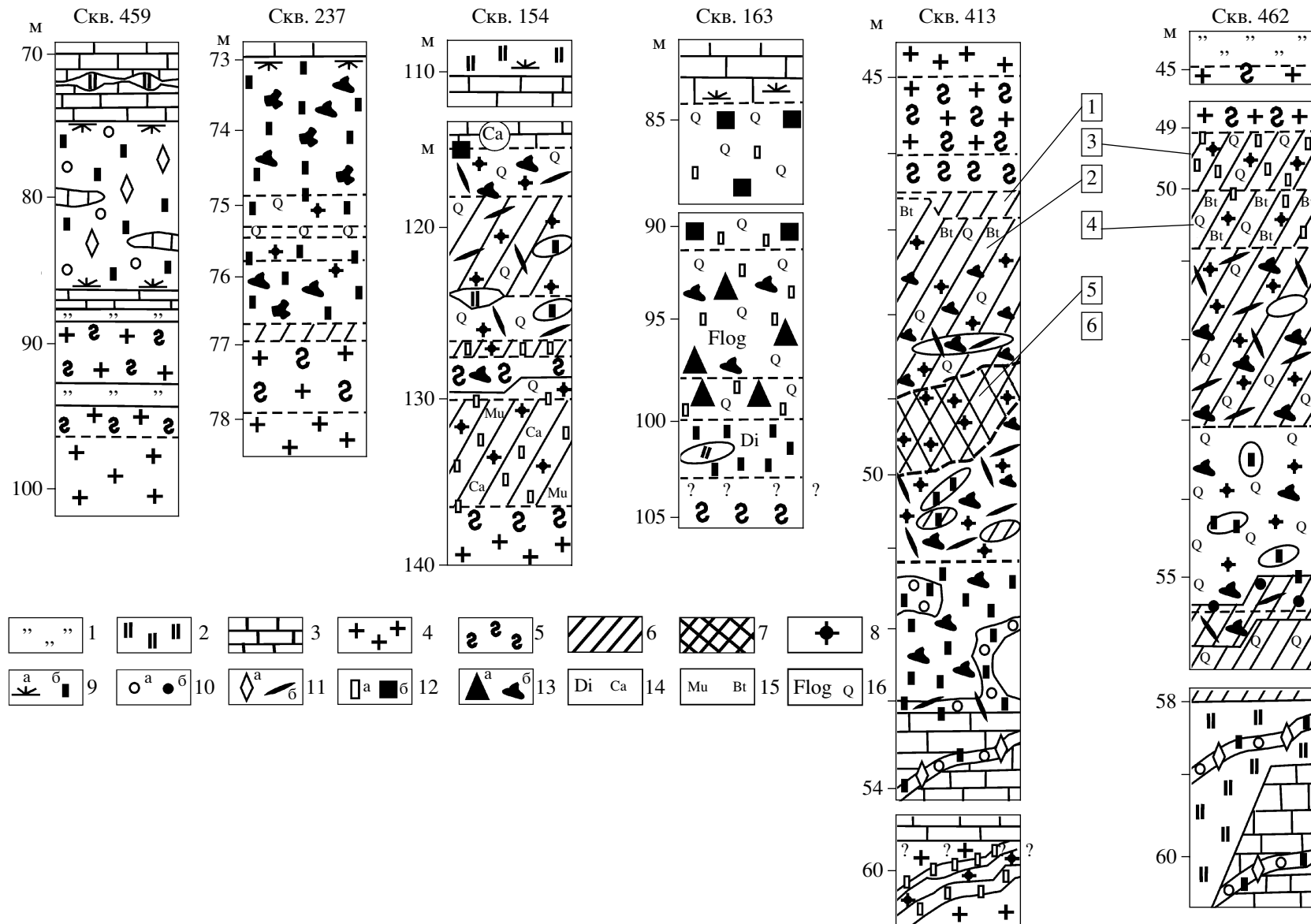
пироксен (диопсид–геденбергит), кварц, слюды, амфибол (актинолит–тремолит); реже встречаются гранаты (гроссуляр–андрадит), плагиоклазы, волластонит, везувиан, апатит, эпидот и др. Рудные минералы представлены пирротинном и шеелитом; менее распространены арсенопирит, сфалерит, вольфрамит, халькопирит, минералы висмута, самородное золото и др. Следует отметить, что пироксены, ассоциирующие с шеелитовой минерализацией, содержат MnO от 1.0 до 2.25 мас. %; апатит представлен фторапатитом (1.41–3.96 мас. % F<sub>2</sub>); вольфрамит — ферберитом, с содержанием MnO до 2.58 мас. %. В шеелитах установлены примеси бериллия до 1.7 г/т, скандия до 1.7 г/т, иттрия до 0.03 мас. %, лантана и церия (в сумме до 0.05 мас. %). Сфалериты месторождения содержат железо от 8.41 до 12.14 мас. % и примеси марганца до 0.28 мас. %, кадмия до 1.30 мас. %. Низкожелезистые (5–6 мас. % Fe) сфалериты встречаются в парагенезисе с блеклыми рудами тетраэдрит-фрейбергитового ряда (от 24 до 42 мас. % Ag).

#### ПОЛЕВОШПАТОВЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ

Впервые “вольфрамоносные” полевошпатовые метасоматиты были детально изучены на

скарново-шеелитовых месторождениях Средней Азии: Майхура, Ингичке, Чорух-Дайрон (Жариков, 1961; Власова, Жариков, 1962; Жариков, Омеляненко, 1978). Согласно данным М.А. Кудриной (1985), содержание WO<sub>3</sub> в таких метасоматитах не превышает 0.3%, а наиболее продуктивными на всех вольфрамовых месторождениях считаются пропилиты (“аналоги грейзенов по температурным параметрам”), грейзены и березиты, часто содержащие WO<sub>3</sub> более 1%. Согласно классификации метасоматических пород (Омеляненко, 1978) и представлениям Д.С. Коржинского (1969), формирование полевошпатовых пород соответствует начальному периоду стадии кислотного выщелачивания. По современным представлениям В.А. Жарикова и др. (1998), процесс образования полевошпатовых пород следует относить к раннему периоду постмагматической стадии, предшествующему формированию скарнов.

На Лермонтовском месторождении часто встречаются маломощные (до 1–2 см.) прожилки и рудные тела, в которых содержание WO<sub>3</sub> составляет более 10%, а по минеральному составу их, вероятно, следует относить к полевошпатовым метасоматитам. Наблюдаются плагиоклаз-апатитовые (фиг. 4а), плагиоклаз-апатит-кварцевые с шеелитом (фиг. 4г), апатит-кварцевые с ше-



Фиг. 3. Типовые разрезы скарново-рудных тел по керну буровых скважин.

1 – роговики; 2 – кремнистые породы; 3 – известняки, мраморы; 4 – граниты, гранодиориты; 5 – грейзенизация; 6 – полевошпатизация; 7 – сплошные шеелитовые руды; 8 – шеелит; 9 – волластонит (а) и пироксен (б); 10 – гранат (а) и эпидот (б); 11 – везувиан (а) и амфибол (б); 12 – апатит (а) и пирит (б); 13 – арсенопирит (а) и пирротин (б); 14 – диопсид (Di) и кальцит (Ca); 15 – мусковит (Mu) и биотит (Bt); 16 – флогопит (Flog) и кварц (Q).

Цифры в квадратах соответствуют номерам шлифов на фиг. 5.

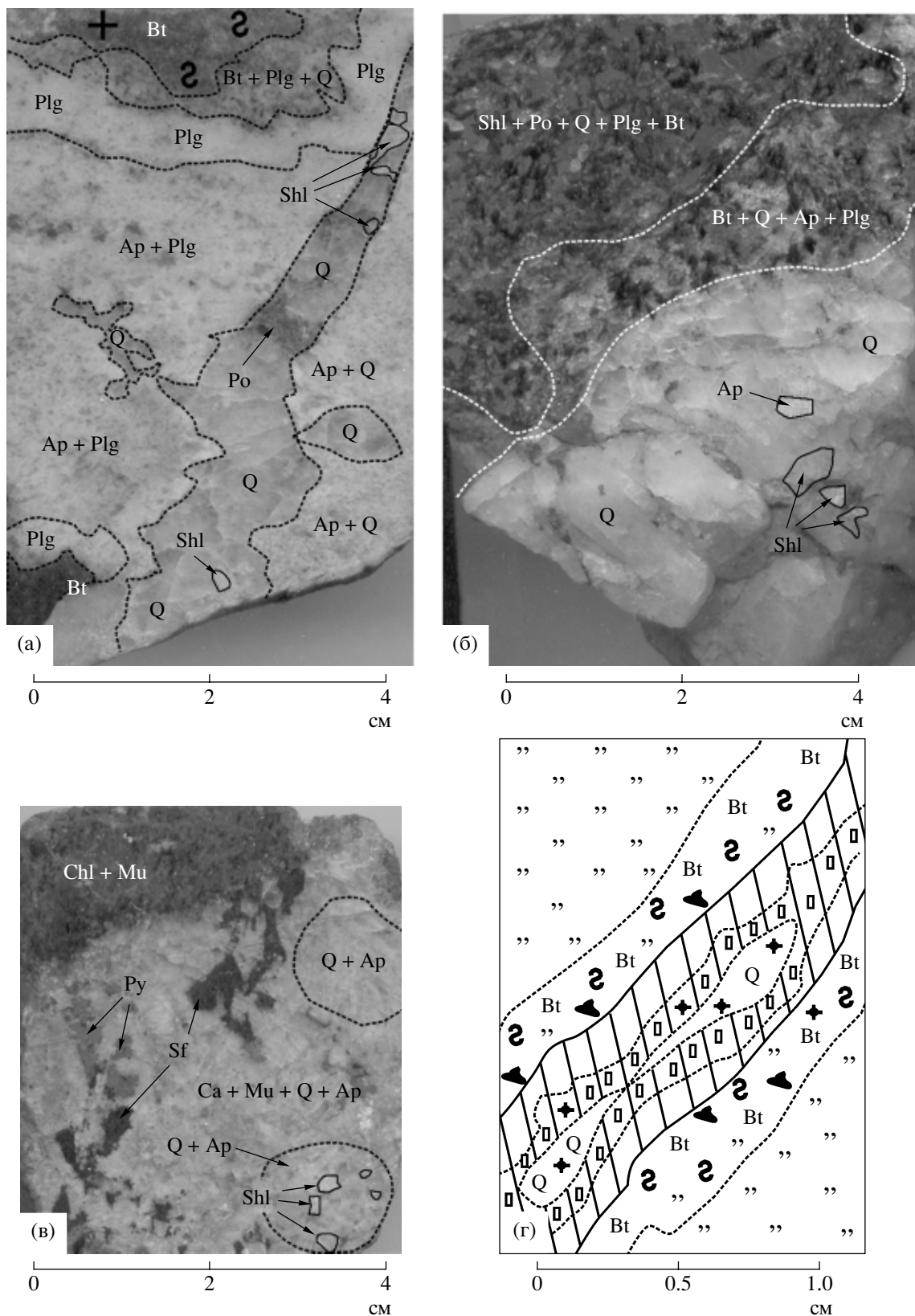
**Таблица 1.** Химический состав плагиоклазов из полевошпатовых пород Лермонтовского месторождения, мас. %

Оксиды	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	60.43	57.99	55.34	54.01	46.84	46.75
TiO <sub>2</sub>	0.05	–	0.07	0.06	–	0.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23.45	26.55	27.41	29.66	33.52	33.72
FeO	0.15	0.36	0.63	0.24	0.37	0.14
MnO	0.01	0.03	–	0.01	0.02	0.03
MgO	0.23	0.18	0.25	0.10	0.15	0.02
CaO	5.53	7.63	10.25	11.42	16.33	18.69
Na <sub>2</sub> O	8.46	6.76	5.68	4.25	2.00	0.94
K <sub>2</sub> O	0.89	0.38	0.23	0.16	0.48	0.09
Сумма	99.20	99.88	99.76	99.91	99.71	100.41
№ образца	202-А	202-А1	202-А2	195-Р	202-Б3	366-Н2
Ап	25	38	49	59	80	91
Аlb	70	62	50	40	18	8
Or	5	2	1	1	2	1

Примечание. 1–2 – полевошпатовые метасоматиты по гранитам, без шеелита; 3–4 – полевошпатовые метасоматиты по гранитам с ксеноморфным шеелитом; 5–6 – богатые (более 10% WO<sub>3</sub>) шеелитовые руды с апатитом. Анализы выполнены в ДВГИ ДВО РАН на рентгеноспектральном микроанализаторе JXA-5A, аналитик – В.И. Сапин.

елитом (фиг. 4в), кварцевые с апатитом и шеелитом (фиг. 4б) прожилки. Последние, судя по метасоматической зональности и большому (часто более 30%) количеству биотита, вероятно, следует относить к грейzenам (Степанов, 1971). Судя по взаимоотношению этих прожилков с вмещающими их породами, они занимают на схеме стадийности минералообразования месторождения промежуточное положение между формированием скарнов и грейzenов. Зональность прожилков выражена слабо и часто наблюдаются только ее фрагменты (фиг. 4а, г). Сопоставляя строение разных по составу прожилков (фиг. 4), идеализированная метасоматическая колонка выглядит следующим образом (от периферии к центру): измененный гранодиорит – плагиоклазовый (редко с биотитом, ксеноморфным шеелитом, пирротином) или апатит-плагиоклазовый метасоматит – апатитовый (иногда с ксеноморфным шеелитом и пирротином) или апатит-плагиоклазовый (иногда с кварцем и шеелитом, пирротином) метасоматит – шеелитовая или шеелит-кварцевая руда (с апатитом) – зона кварцевого состава (редко с карбонатом, апатитом, шеелитом, висмутовыми минералами). В прожилках и микрizonaх (мощностью первые сантиметры), где наложена поздняя сульфидно-полиметаллическая минерализация (фиг. 4в), зональность отсутствует, а шеелит-apatит-кварцевая минерализация наблюдается в виде реликтов. Похожие элементы зональности наблюдаются и в строении рудных тел, типовые разрезы которых составлены по керну буровых скважин и показаны на фиг. 3 (скважины 413 и 462). Здесь, как

и в прожилках, основные минералы – плагиоклаз, апатит, шеелит, сульфиды (пирротин, халькопирит); реже встречаются кварц, слюды (биотит, мусковит), амфибол, эпидот и др. Пространственно рудные зоны с полевошпатовыми породами развиваются по контакту гранитоидов с пироксеновыми скарнами, замещая и те, и другие. В разрезе скважины 413 (периферия залежи Северо-Западной) минералогическая зональность выглядит следующим образом (фиг. 3): измененные гранодиориты сменяются зоной преимущественно полевошпатового состава, которая последовательно переходит в шеелит-плагиоклазовую (с биотитом), сульфидно-плагиоклаз-шеелитовую и сульфидно-амфиболовую зоны. Четкие контакты между выделяемыми зонами не наблюдаются, а их минералогический состав зависит от состава пород, по которым они развиваются. Так, в составе маломощной (1–2 см) полевошпатовой зоны, развивающейся по слабо измененным гранитам, преобладает плагиоклаз № 25–38, близкий по составу к плагиоклазам из гранитов (табл. 1); он часто сильно серицитизирован (фиг. 5, шлиф 1); в небольшом количестве (в сумме не более 7%) присутствуют кварц, ортоклаз, мусковит, апатит, сульфиды. Содержания WO<sub>3</sub> в породе в несколько раз превышают кларковые, но не более 0.01%. Следует отметить, что по химическому составу (табл. 2, анализ 2) эти породы очень близки к плагиогранитам месторождения Восток-2 (табл. 2, анализ 9). Полевошпатовые породы сменяются зоной шеелит-плагиоклазового состава с кварцем, ортоклазом, сульфидами (пирротин), апати-



**Фиг. 4.** Строение прожилков полевошпатовых метасоматитов.

а – кварц-плагиоклаз-апатитовый прожилок в гранитах (скважина 413, образец 202-К-9); б – кварцевый прожилок с апатитом и шеелитом в гранитах (образец ЛБН-2); в – кварц-плагиоклаз-апатитовый прожилок в роговиках (образец СКВ-165); г – кварц-апатит-плагиоклазовый прожилок с шеелитом в роговиках (шлиф образца СКВ-165-А). Условные обозначения и названия минералов см. на фиг. 3 и 5.

том. В контакте с предыдущей зоной в составе метасоматитов иногда появляется биотит (фиг. 5, шлиф 2). Макроскопически эта зона по текстурному облику похожа на грейзенизированные граниты, но с гнездами (до 1.5 см) шеелита, неравномерно распределенными по массе породы. Содержание  $WO_3$  в породе колеблется от 1 до 5%. Здесь шеелит представлен ксеноморфными зернами, выполняющими интерстиции зерен слабо серицитизированного плагиоклаза № 49–59 (табл. 1, анализы 3, 4) или замещающими его. По мере приближения к следующей зоне сплошных сульфидно-плагиоклаз-шеелитовых руд зерна шеелита приобретают более идиоморфный облик. По химическому составу (табл. 2, анализ 3) эти метасоматиты наиболее близки к грейзенизированным породам, образовавшимся по плагиогранитам месторождения Восток-2 (табл. 2, анализ 10).

В составе сульфидно-плагиоклаз-шеелитовой зоны преобладает шеелит (до 70%), плагиоклаз № 80–91 (20–25%), пирротин и халькопирит (2–7%). В небольшом количестве здесь встречаются кварц, мусковит (преимущественно серицит) и апатит (до 5%), максимальные концентрации (до 70% объема) которого наблюдаются в маломощных (2–4 мм) метасоматических зонках, окаймляющих реликтовые обломки роговиков (?). Руды характеризуются “ураганскими” содержаниями  $WO_3$  – более 10–15%. Взаимоотношения минералов в рудах (фиг. 5, шлиф 5, 6) указывают на следующую последовательность их кристаллизации: плагиоклаз – апатит – шеелит – кварц – сульфиды. Мусковит для этих руд мало характерен и образует мелкие (до 0.5 мм) чешуйки среди зерен кварца. Вниз по разрезу шеелитовые руды сменяются зоной сульфидно-амфиболовых метасоматитов, плавно переходящих в пироксеновые (геденбергитовые) скарны с пирротинном, которые по минеральному составу аналогичны скарнам скважины 237. В минеральном составе этой зоны преобладает актинолит и сульфиды (пирротин и халькопирит), в небольшом количестве присутствуют кварц, апатит, сфен и др. Среди амфиболовых метасоматитов иногда наблюдаются реликты (?) полевошпатовых (иногда с пироксеном и шеелитом) пород и пироксеновых скарнов. Со-

держание  $WO_3$  в амфиболовых метасоматитах – 1–3%, в то время как в пироксеновых скарнах – редко превышает 0.5%. Причем, участки пироксеновых скарнов с более высокими содержаниями вольфрама обычно сильно окварцованы и сульфидизированы.

Несколько иное строение имеет рудное тело полевошпатовых метасоматитов в скважине 462, пробуренной в центральной части месторождения (фиг. 2, 3). Здесь можно выделить следующие метасоматические зоны: 1 – шеелит-apatит-плагиоклазовую; 2 – сульфидно-плагиоклаз-шеелит-биотитовую (биотитовые грейзены); 3 – сульфидно-амфиболовую; 4 – сульфидно-кварцевую. Минеральный состав шеелит-apatит-плагиоклазовой зоны близок к составу зоны 2 скважины 413. Разница только в количественном соотношении минералов. Здесь породы значительно обогащены апатитом, который часто слагает участки (гнезда до 7 мм) в основном мономинерального состава (фиг. 5, шлиф 3), а количество сульфидов не превышает 5%. Химический состав таких гнезд близок к составу апатита (табл. 2, анализы 4, 5). Здесь шеелит представлен ксеноморфными зернами и совместно с сульфидами (преобладает пирротин) часто выполняет интерстиции идиоморфных кристаллов апатита. Содержания  $WO_3$  в этих метасоматитах 1–2%.

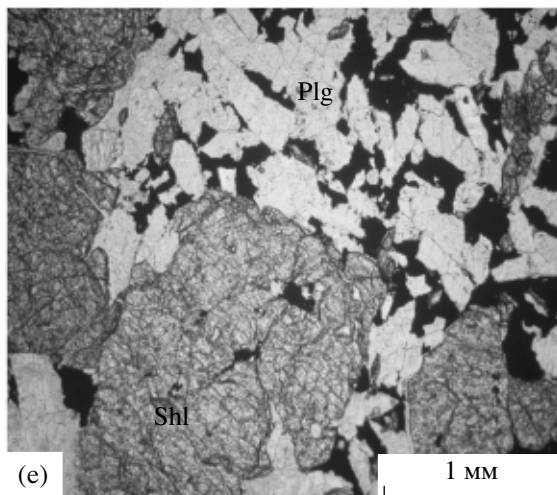
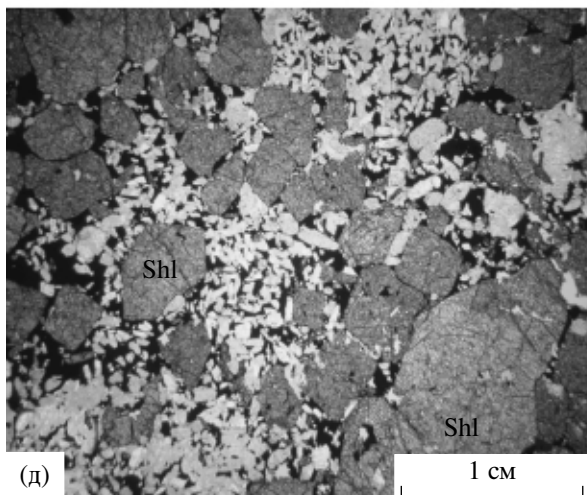
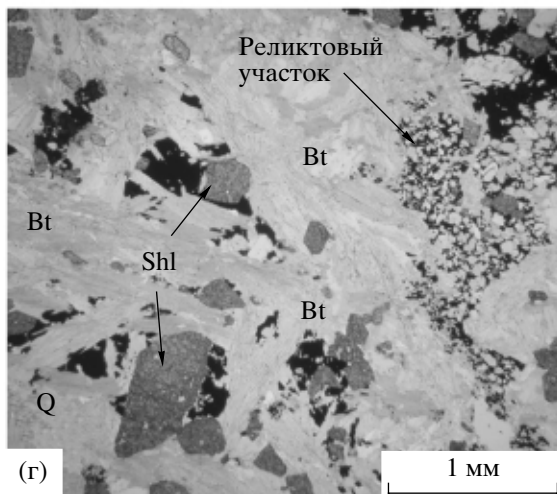
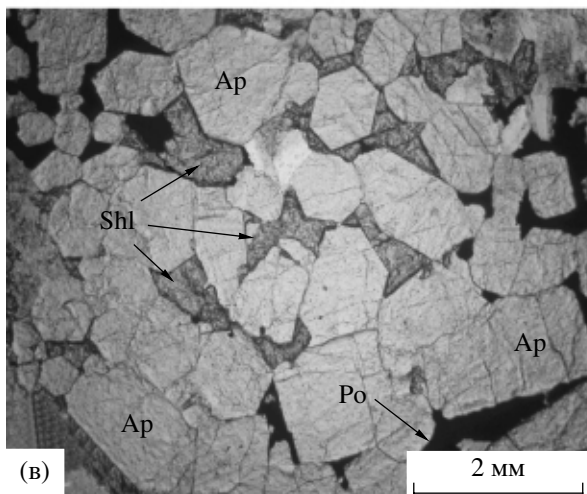
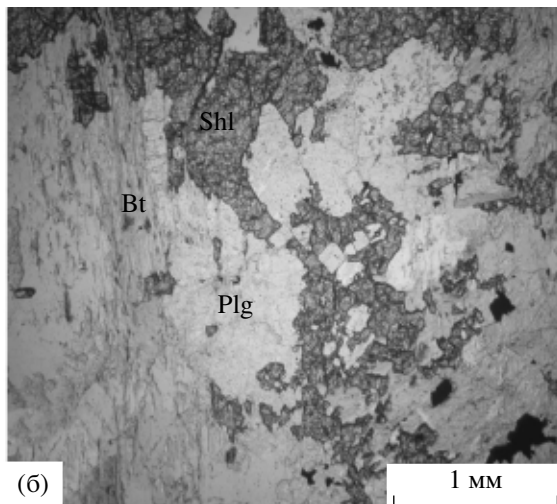
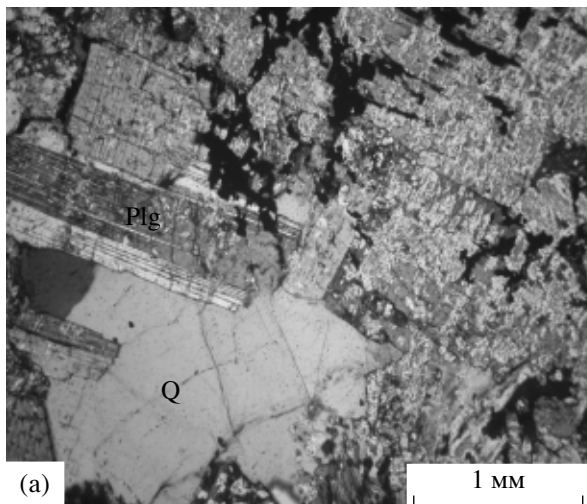
Интересные взаимоотношения минералов наблюдаются в зонах биотитовых грейзенов (фиг. 5, шлиф 4). Здесь среди кварц-биотитовой массы встречаются реликтовые участки, сложенные плагиоклазом (83% An), сульфидами и шеелитом, в которых такие же структурные взаимоотношения минералов, как в зоне 3 скважины 413. Среднее содержание  $WO_3$  в биотитовых грейзенах 1–2%; встречаются локальные участки с содержаниями более 5%. По химическому составу (табл. 2, анализы 6, 7) изученные биотитовые грейзены близки к таковым месторождения Восток-2 (табл. 2, анализы 13, 14).

Минеральный состав сульфидно-амфиболовой зоны, примыкающей к биотитовым грейзенам, такой же, как и состав зоны, примыкающей к сплошным кварц-шеелитовым рудам скважины 413. Здесь в сильно окварцованных участках ам-

**Фиг. 5.** Характерные взаимоотношения минералов в полевошпатовых породах.

а – плагиоклазовая зона (скважина 413): сростания новообразованных идиоморфных слабо серицитизированных кристаллов кислого плагиоклаза (Plg) с кварцем (Q) и ранним сильно серицитизированным андезином, черное – сульфидные минералы, николи скрещены; б – шеелит-плагиоклазовая зона (скважина 413): плагиоклазы (Plg) замещаются биотитом (Bt) и агрегатами ксеноморфного шеелита (Shl), черное – сульфидные минералы, николи параллельны; в – шеелит-apatит-плагиоклазовая зона (скважина 462): интерстиции идиоморфных кристаллов апатита (Ap) выполняются шеелитом (Shl) и пирротинном (Po – черное), николи параллельны; г – биотитовый грейзен (скважина 462): идиоморфные кристаллы шеелита (Shl) среди биотита (Bt), реликтовые участки, сложенные мелкими идиоморфными кристалликами Pl, сцементированного сульфидами (черное), николи параллельны; д – сульфидно-плагиоклаз-шеелитовая зона – сплошные шеелитовые руды (скважина 462): идиоморфные метакристаллы Shl образованы по Plg (белое – битовнит), сцементированному сульфидами (черное), николи параллельны; е – то же – увеличено.





**Таблица 2.** Химический состав магматических и метасоматических пород, мас. %

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO <sub>2</sub>	69.01	69.35	64.21	18.10	28.56	53.74	50.41	68.68	68.86	63.12	73.12	74.32	52.36	50.38
TiO <sub>2</sub>	0.42	0.60	0.35	0.22	0.25	1.04	1.08	0.10	0.05	2.35	0.47	0.28	1.79	0.94
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.50	14.23	12.01	3.65	3.41	14.39	9.56	15.02	15.35	15.16	3.86	10.77	10.64	10.91
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.16	0.20	0.32	–	0.58	3.62	1.35	0.10	0.10	1.21	1.17	3.07	2.28	3.33
FeO	2.58	2.41	0.93	2.44	0.25	5.80	5.91	4.60	3.25	2.26	3.09	0.74	6.76	6.09
MnO	0.53	0.04	0.05	0.07	–	–	–	0.06	0.05	0.07	0.10	0.05	0.21	0.21
MgO	1.40	1.25	0.53	0.40	–	6.47	5.48	2.71	1.41	1.34	3.38	0.45	6.05	8.91
CaO	1.25	3.91	6.07	40.04	35.24	8.26	5.86	3.47	3.35	5.83	4.34	4.09	6.83	8.06
Na <sub>2</sub> O	3.16	3.85	4.28	0.60	2.65	2.00	1.29	3.21	4.09	2.55	0.45	1.62	1.37	1.05
K <sub>2</sub> O	3.85	1.48	0.89	0.65	0.38	2.88	0.53	3.27	1.70	1.44	0.28	1.74	0.67	1.82
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.21	1.08	2.93	32.41	25.31	0.22	3.08	0.04	–	–	0.74	–	2.93	3.06
F	До 0.22	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	–	0.30	–	0.10	–	0.12	0.11
H <sub>2</sub> O±	1.82	2.21	3.86	0.12	–	1.80	5.92	0.84	1.45	4.45	8.03	3.67	6.73	4.11
П.п.п.	–	–	–	1.21	–	1.96	–	–	–	–	–	–	–	–
W (г/т)	3.4	300	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
WO <sub>3</sub> (%)	Не опр.	Не опр.	>2	>2	>2	Не опр.	>2	Не опр.	Не опр.	Не опр.	1.0	Не опр.	0.58	0.14
% шеелита	–	–	5–7	Не опр.	>2	Не опр.	>2	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
% сульфидов	–	–	>2	Не опр.	>3–5	Не опр.	>10	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
S (общая)	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0.78	Не опр.	0.74	0.84
Сумма		100.61	96.43	99.91	96.63	100.32	89.47	100.10	99.69	99.50	100.63	100.55	99.22	99.96
№ образца	Среднее (10 анализов)	202-а-2	202-б-2	С-388-д	195-р-7	Ч-12-ж	195-р-8	Среднее (3 анализа)	С-155	С-172	Среднее (2 анализа)	С-189	С-190-б	С-189-б

Примечание. 1–7 – Лермонтовское месторождение: 1 – гранодиориты штока, 2 – полевошпатовый метасоматит (зона 1 на фиг. 3), 3 – полевошпатизированный и грейзенизированный гранодиорит с шеелитом, апатитом и сульфидами (зона 2 на фиг. 3), 4, 5 – апатитовые грейзены (зона 3 на фиг. 3), 6, 7 – биотитовые грейзены (зона 4 на фиг. 3); 8–14 – месторождение Восток-2 (9, 10, 12–14 – по Г.Н. Степанову, 1971): 8 – гранодиориты штока, 9 – плагиограниты штока, 10 – грейзенизированные плагиограниты штока, 11 – грейзенизированные гранодиориты, 12 – кварц-мусковитовые грейзены, 13, 14 – биотитовые грейзены. “–” – параметр не установлен.

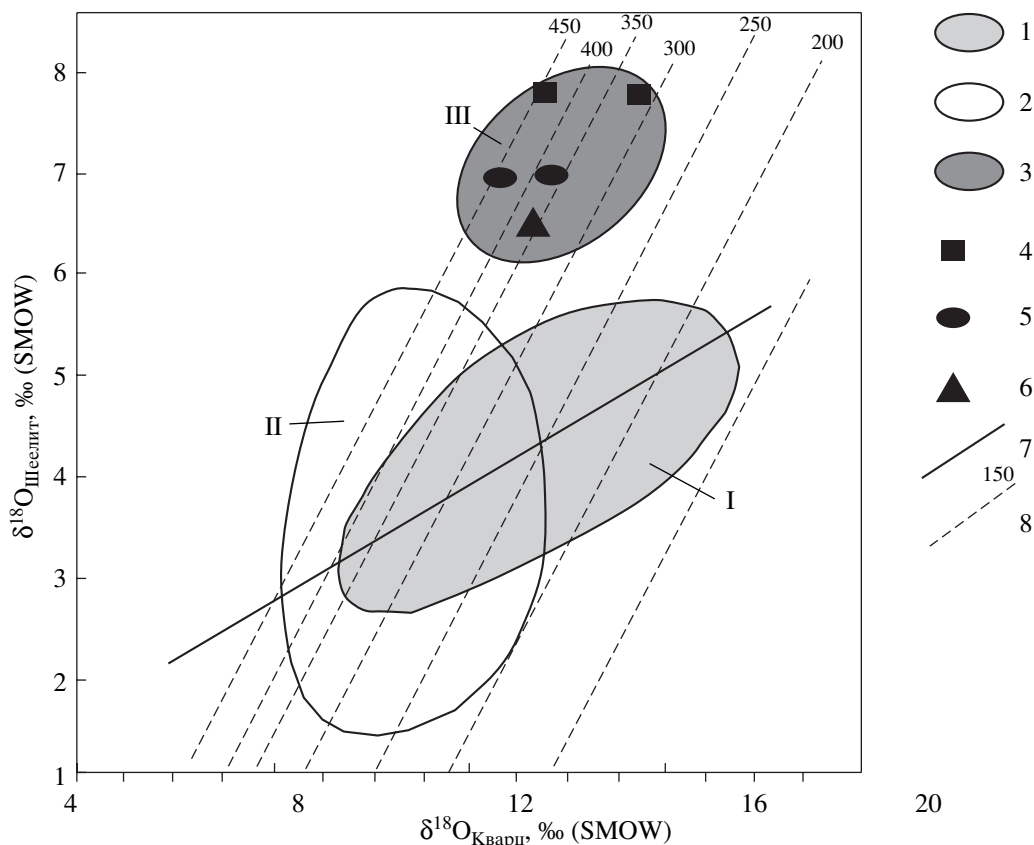
фибол иногда замещается биотитом. Пространственно такие участки тяготеют к следующей далее по разрезу сульфидно-кварцевой зоне. В ее составе преобладают кварц (более 60%) и сульфиды (участками до 40%; пирротин, халькопирит); встречаются шеелит, амфибол, мусковит, кальцит и другие, а также реликты окварцованных пироксеновых скарнов. В нижних частях зоны в контакте с амфибол-плагиоклазовыми породами иногда наблюдаются пренит и эпидот. Судя по минеральному составу, взаимоотношениям слагающих минералов и положению в разрезе, время формирования биотитовых грейзенов, вероятно, более позднее относительно полевошпатовых метасоматитов.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Сопоставляя изученные разрезы с литературными и экспериментальными данными (Омельяненко, 1978; Зарайский, 1989; Жариков и др., 1998), можно заметить, что они характеризуются метасоматическими колонками разных формационных типов. Разрез скважины 413 – представлен колонкой кварц-полевошпатовых метасоматитов, а разрез скважины 462 – колонками кварц-полевошпатовых метасоматитов и грейзенов (преобладают). Судя по положению в разрезах, минеральному составу и взаимоотношениям минералов, можно утверждать, что процессы, формирующие кварц-полевошпатовые породы и грейзены, сближены во времени и являются основными концентраторами шеелитового оруденения на месторождении. Главное различие этих процессов – присутствие в метасоматических колонках грейзенов большого количества слюд, состав которых зависит от состава замещаемых пород и арсенопирита. Так, флогопитовые грейзены с арсенопиритом замещают диоксидовые скарны (фиг. 3, скважина 163), а биотитовые – развиваются по гранитам, роговикам или кварц-полевошпатовым метасоматитам, часто по периферии рудных залежей. В корневых частях рудных тел обычно преобладают грейзены с мусковитом, формирующиеся по кварц-полевошпатовым породам (фиг. 3, скважина 154). Связь шеелитовой минерализации с метасоматитами разных формационных типов (полевошпатовый или грейзеновый) следует рассматривать как эволюцию рудогенерирующего флюида во времени. Это хорошо отражается в строении многочисленных кварц-шеелитовых прожилков. Так, прожилки в гранитах (штольня 2) имеют следующее строение от центра к периферии (грейзеновый тип): кварц + + шеелит – кварц + шеелит + апатит + альбит – кварц + альбит + биотит + сульфиды – кварц + + альбит + биотит + ортоклаз – измененный гранит. Другой пример – прожилков из скважины 154 (полевошпатовый тип): кварц + шеелит – кварц +

+ шеелит + апатит – кварц + апатит + альбит + ортоклаз – кварц + альбит + ортоклаз + мусковит – измененный гранит. В обоих случаях две последние зоны развиваются по гранитам; сульфиды (преимущественно пирротин и халькопирит) в разном количестве встречаются во всех выделяемых зонах. Если такие прожилки пересекают пироксеновые или пироксен-гранатовые скарны то в их составе и в околожилковых метасоматитах (пропилитах – Апельцин, Кудрин, 1985; Кудрина, 1985) постоянно присутствуют амфибол и эпидот. Обращает на себя внимание тот факт, что в амфиболовых пропилитах, ассоциирующих с грейзенами, содержания кварца больше (до 45%), чем в аналогичных породах (до 15% кварца), ассоциирующих с кварц-полевошпатовыми метасоматитами. Еще более высокие (до 75%) содержания кварца в зонах сульфидно-кварцевых метасоматитов, примыкающих к зонам пропилитов. В составе таких пород (вкрапленных руд), кроме кварца, присутствуют сульфиды (арсенопирит, пирротин, халькопирит), шеелит; в небольшом количестве – амфибол, апатит, эпидот, сфен и другие. Их не следует путать с макроскопически похожими сульфидно-кварцевыми вкрапленными рудами с пиритом, мусковитом, хлоритом, пренитом, сфалеритом, галенитом и другими (березиты, кварц-серицитовые метасоматиты – Апельцин, Кудрин, 1985; Кудрина, 1985). Эти прожилки формировались позднее прожилков полевошпатовых метасоматитов и биотитовых грейзенов. Необходимо обратить внимание на тот факт, что апатит и шеелит в березитах и кварц-серицитовых метасоматитах присутствуют только в тех участках рудных залежей, где они развиваются по высокотемпературным метасоматитам (полевошпатовым породам и грейзенам). Рудные прожилки аналогичного состава, но локализованные за пределами зон высокотемпературных метасоматитов среди гранитов или кремнистых пород (на одном гипсометрическом уровне рудной залежи), не содержат шеелита. Такие же закономерности наблюдаются автором на месторождениях Восток-2, Агылки и Скрытое. Косвенно эти наблюдения подтверждаются результатами изучения изотопного состава сосуществующих кварца и шеелита из рудных прожилков (фиг. 6). На диаграмме хорошо видно, что по изотопному составу кислорода и температурам кристаллизации шеелиты скарново-шеелит-сульфидных месторождений более близки к шеелитам гумбеитовой формации, а не к березитовой. В этой связи встает вопрос о пересмотре перспектив предполагаемой ранее вольфрамоносности низкотемпературных метасоматитов, а также их использование при поисках и оценке рудоносности слабо изученных скарново-шеелит-сульфидных месторождений.

Изучение полевошпатовых метасоматитов и кварц-шеелитовых руд термобарогеохимически-



**Фиг. 6.** Соотношение изотопного состава кислорода сосуществующих кварца и шеелита продуктивных стадий скарново-шеелит-сульфидных месторождений.

1 – поле (I) состава шеелитов месторождений золота березитовой формации (Северный Кавказ, Урал, Средняя Азия, Новая Зеландия); 2 – поле (II) состава шеелитов гумбеитовой формации Урала (по Э.М. Спиридонову и др., 1998); 3 – поле (III) состава шеелитов скарново-шеелит-сульфидных месторождений Востока России; 4 – шеелиты Лермонтовского месторождения (Приморье); 5 – шеелиты месторождения Восток-2 (Приморье); 6 – шеелиты месторождения Агылки (Якутия); 7 – линия регрессии; 8 – изотермы, °C (Weselowsky D., Ohmoto H., 1986).

ми методами показывает, что они кристаллизуются из слабокислых–близнейтральных (pH 6–8) растворов в диапазоне температур 450–360°C. Данные криометрического анализа кварца указывают на преобладание солей натрия над калием в растворах, формирующих полевошпатовые породы; обратные отношения этих элементов – в растворах, формирующих грейзены. Изотопный состав кислорода ( $\delta^{18}\text{O}$ ) кварца из кварц-шеелитовых руд (+15.3 ‰) близок к составу кислорода из кварца гранитоидов штока (+11.1...+13.8 ‰), что свидетельствует о глубинной природе расплавов и рудогенерирующих флюидов. Это подтверждается и данными изотопного Rb-Sr-изучения возраста кварц-шеелитовых руд, который близок к возрасту гранитоидов штока  $122.9 \pm 1.3$  млн. лет, с начальными изотопными отношениями  $0.7089 \pm \pm 15$  (Хетчиков, и др., 1998). Полученные данные дают возможность согласиться с предположением Ю.А. Костицина (2000) о существовании высокофосфорных расплавов, формирующихся на магматическом этапе эволюции рудно-магмати-

ческой системы (РМС) при условии, что его основной механизм дифференциации – фракционная кристаллизация с широким участием полевых шпатов (основной концентратор фосфора). Перемещение такого расплава в зону кристаллизации (или падение температуры в очаге его формирования) приведет к “эффективному удалению фосфора” из расплава и формированию вольфрамоворудного флюида, при эволюции которого последовательно образуются кварц-полевошпатовые породы и грейзены с шеелитовой минерализацией. Такая схема развития РМС наблюдается на всех изученных скарново-шеелит-сульфидных месторождениях (Лермонтовское, Восток-2, Агылки) Востока России.

Таким образом, определяющим в формировании шеелитовой минерализации Лермонтовского месторождения следует считать сближенные во времени высокотемпературные процессы полевошпатового метасоматоза и грейзенизации, которые в изученной рудно-магматической системе

являются составной частью эволюции высокофосфорных расплавов.

Работа выполнена при финансовой поддержке ДВО РАН (проекты 05-3-А-08-026 и 04-1-ОНЗ-111) Российского фонда фундаментальных исследований (проекты 04-05-65270, 06-05-96084\_восток\_а).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Апельцин Ф.Р., Кудрин В.С.* Некоторые методические аспекты выбора и использования информативных критериев оценки скарновых месторождений вольфрама // Критерии прогноза скарново-шеелитовых месторождений. М.: 1985. С. 69–76.
- Бороданов В.М., Белов С.В.* Вольфрам-полиметаллическая формация – ассоциация перспективных сырьевых объектов России // Отечественная геология. 1998. № 4. С. 32–35.
- Власова Д.И., Жариков В.А.* Метасоматические изменения гранитоидов месторождения Майхура // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. № 5. С. 27–40.
- Гвоздев В.И.* Минеральные ассоциации и генезис Лермонтовского скарново-шеелитового месторождения: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Владивосток, 1984. 23 с.
- Гвоздев В.И.* Скарны шеелит-сульфидных месторождений Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 55–68.
- Жариков В.А.* Кварцево-полевошпатовые метасоматиты в скарновых месторождениях // Докл. АН СССР. 1961. Т. 138. № 3. С. 671–673.
- Жариков В.А., Омеляненко Б.И.* Классификация метасоматитов // Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1978. С. 9–28.
- Жариков В.А., Русинов В.Л., Маракушев А.А. и др.* Метасоматизм и метасоматические породы. М.: Научный мир, 1998.
- Зарайский Г.П.* Зональность и условия образования метасоматических пород. М.: Наука, 1989.
- Коржинский Д.С.* Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1969.
- Костицин Ю.А.* Накопление редких элементов в гранитах // Природа. 2000. № 1. С. 21–30.
- Кудрин В.С.* Тектонические и структурно-геологические критерии прогнозной оценки скарновых месторождений вольфрама // Критерии прогнозной оценки скарново-шеелитовых месторождений. М., 1985. С. 7–17.
- Кудрина М.А.* Минералогические критерии прогнозной оценки скарново-шеелитовых месторождений // Критерии прогнозной оценки скарново-шеелитовых месторождений. М.: Тр. ВИМС, 1985. С. 49–68.
- Левашев Г.Б.* Геохимия парагенных магматитов активных зон континентальных окраин. Владивосток: ДВО АН СССР, 1991.
- Никифорова И.К.* Петрология юрских гранитоидных интрузий западной части Бикинского прогиба, их постмагматические изменения и рудоносность // Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность. М.: Наука, 1966. С. 195–217.
- Омеляненко Б.И.* Околорудные гидротермальные изменения пород. М.: Недра, 1978.
- Руб М.Г., Павлов В.А., Гладков Н.Г., Яшухин О.И.* Оловоносные и вольфрамоносные гранитоиды некоторых регионов СССР. М.: Наука, 1982.
- Спиридонов Э.М., Назьмова Г.Н., Соколова Н.Ф. и др.* Состав и эволюция магматитов и метасоматитов инверсионных гранодиоритовых и раннеорогенных монзонитовых комплексов Казахстана и Урала и сопряженного Fe-Co (Cu, Mo) скарнового и Mo-Cu-порфирирового, кварц-шеелитового и золото-кварцевого оруденения // Проблемы геологии Урало-Монгольского пояса. М.: Изд-во МГУ, 1998. С. 66–73.
- Степанов Г.Н.* Скарны и грейзены месторождения Восток-2 // Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Л.: Изд-во ЛГУ, 1971. С. 234–242.
- Степанов Г.Н.* Минералогия, петрография и генезис скарново-шеелит-сульфидных месторождений Дальнего Востока. М.: Наука, 1977.
- Ханчук А.И.* Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 5–34.
- Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д. и др.* Геология и полезные ископаемые Приморского края. Владивосток: Дальнаука, 1995.
- Хетчиков Л.Н., Пахомова В.А., Гвоздев В.И., Журавлев Д.З.* Изотопный возраст гранитоидов и руд Лермонтовского месторождения Центрального Сихотэ-Алиня (Россия) // Геология руд. месторождений. 1998. Т. 40. № 1. С. 74–80.
- Weselowsky D., Ohmoto H.* Calculated oxygen isotope fraction between water and minerals scheelite – powellite // Econ. Geol. 1986. V. 81. P. 471–477.