

## ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ РЕГИОНАЛЬНОГО РАСПРОСТРАНЕНИЯ И ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДЛЯ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ СКРЫТОГО КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО ОРУДЕНЕНИЯ (НА ПРИМЕРЕ ЗМЕИНОГОРСКОГО РУДНОГО РАЙОНА, РУДНЫЙ АЛТАЙ)

В Змеиногорском рудном районе проведено специализированное петрографо-геохимическое картирование гидротермально-метасоматических формаций (ГМФ) регионального распространения. Закартированы в пространстве фации метасоматитов подрудного, рудного и надрудного уровней, в комплексе с анализом структуры аномального геохимического поля выделены участки, перспективные для выявления скрытого колчеданно-полиметаллического оруденения.

Ключевые слова: *металлогения, рудоносность, метасоматизм, Рудный Алтай, колчеданно-полиметаллическое оруденение.*

Special petrography-geochemical mapping of metasomatic formations of regional occurrence have been performed over Zmeinogorsk ore region. These investigations allowed to establish metasomatic facies of underore, ore and supraore levels. The facies are mapped all over the region. Based on results of mapping of metasomatic facies and results of analysis of the anomalous geochemical field the new area promising for the hidden sulphide ores searching have been found.

Keywords: *metallogeny, ore-bearing formations, metasomatism, Rudny Altai, volcanogenic hosted massive sulphide deposits.*

**Положение в региональных структурах.** Змеиногорский рудный район расположен в северо-западной части Рудно-Алтайского полиметаллического пояса, приуроченного к герцинской вулканической островной дуге, сформировавшейся на сиалическом фундаменте ордовик-силурийской пассивной континентальной окраины. Как составная часть Центрально-Азиатского складчатого пояса структуры Рудного Алтая занимают пограничное положение между каледонскими структурами Горного Алтая и позднегерцинской Калба-Нарымской зоной, входящей в Зайсано-Гобийскую складчатопокровную позднегерцинскую систему [13].

Структуры Рудного Алтая протянулись в северо-западном направлении на расстояние около 500 при ширине 80–100 км (рис. 1). Западная граница проходит по Иртышской зоне смятия, вдоль которой породы испытали зональный динамометаморфизм вплоть до амфиболитовой фации. Иртышская зона смятия выступает как мощная зона катаклаза и динамометаморфизма шириной 20–30 и протяженностью более 500 км [4, 7] и проявляется также в резкой смене фаций и мощностей пород. Среднепалеозойские вулканогенные комплексы Рудного Алтая к юго-западу сменяются мощной толщей морских флишеидных песчано-глинистых отложений. Они образовались в визе – первой половине среднего карбона, представлены груборитмичным переслаиванием песчаников и алевролитов и отличаются повышенным содержанием  $S_{орг}$ , а также являются рудовмещающими для большеобъемных стратиформных месторож-

дений золота (Бакырчик, Большевик) [1]. Резкая фациальная смена отражает переход от области раннегерцинской (Рудный Алтай) к области позднегерцинской складчатости (Калба).

На северо-востоке граница Рудного Алтая с гетерогенными каледоно-герцинскими структурами Горного Алтая проходит по Северо-Восточной зоне смятия, которая представляет собой левостороннюю сдвиговую структуру, сформированную в среднекарбонное–пермское время в единой системе с Иртышской зоной смятия. Северо-Восточная зона смятия – сложнопостроенная система кулисообразных зон интенсивного рассланцевания и милонитизации шириной 2–20 и длиной около 600 км. По сейсмическим данным она прослежена на глубину более 40 км. Вдоль её осевой части массивы пермских и юрских гранитоидов. Эти крупнейшие разломы образовались в среднем карбоне – перми в результате коллизии Сибирского и Казахстанского континентов [2].

Как самостоятельная структура Рудный Алтай сформировался в начале среднего девона на каледонском фундаменте, общим с горноалтайским. Это вулcano-плутонический пояс, образовавшийся в режиме активной окраины. Его геологическое развитие продолжалось до раннего карбона включительно, мощность вулканогенно-терригенных толщ достигает 10–12, а на юго-востоке 16–18 км.

На территории Рудного Алтая выявлены более 50 промышленных колчеданно-полиметаллических месторождений, а также малые месторождения и проявления. Большая часть месторождений, в том

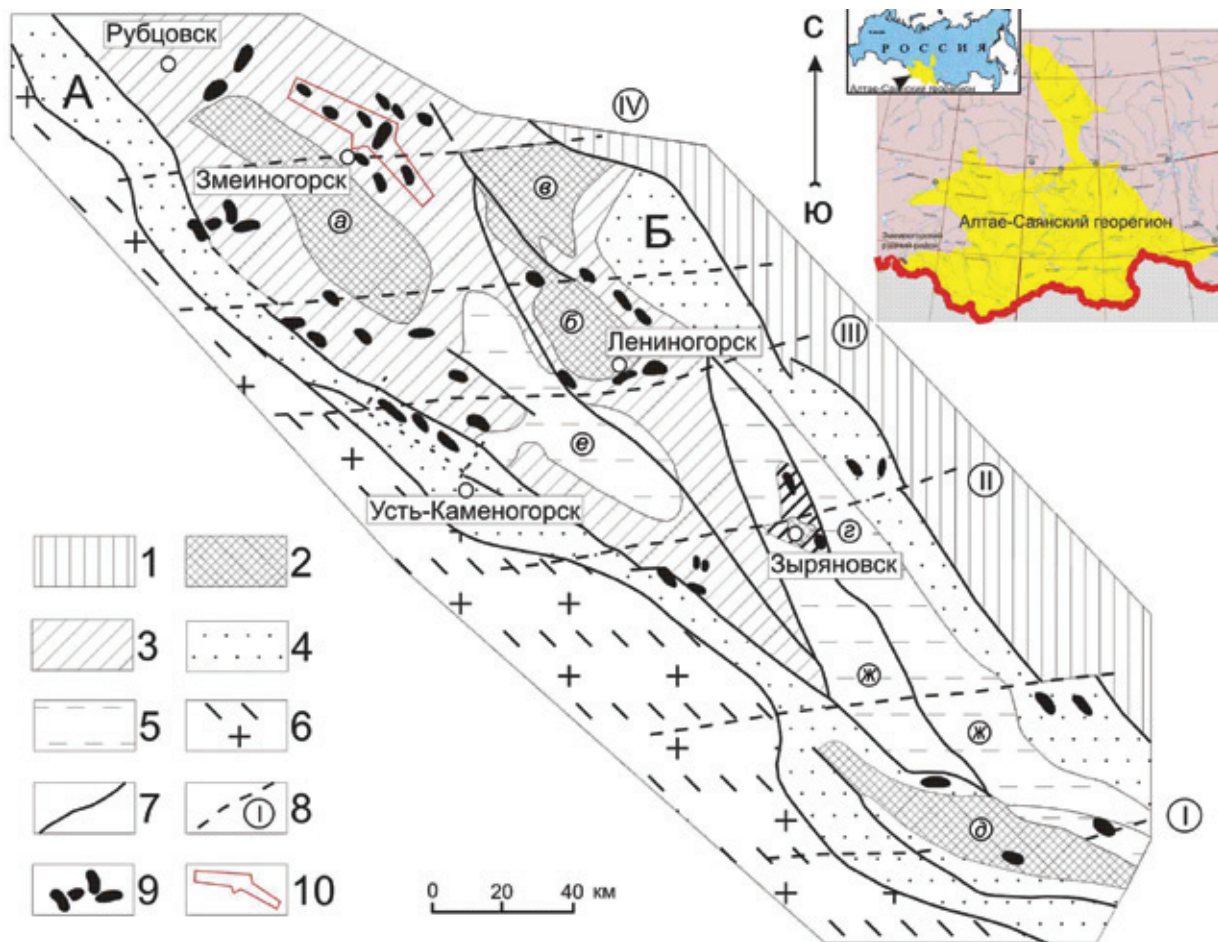


Рис. 1. Схема размещения крупнейших рудных полей в основных структурах Рудного Алтая, по [12] с изменениями

1 – каледониды Горного Алтая; 2 – каледонские ядра антиклинорий: а – Алейского, б – Синюшинского, в – Коргоно-Холзунского, г – Ревнюшинского, д – Курчумо-Кальджинского; 3 – основной ореол развития рудовмещающей базальт-риолитовой формации; 4 – региональные зоны расщепления и зонального метаморфизма: А – Иртышская зона смятия, Б – Северо-Восточная зона смятия; 5 – нижнекарбонные синклинии, выполненные карбонатно-терригенными отложениями: е – Быструшинский, ж – Белоубинско-Южно-Алтайский; 6 – комплексы Колба-Нарымской зоны; 7 – основные глубинные разломы северо-западного простирания; 8 – трансрегиональные субширотные разломы, развитые в глубинных слоях литосферы, установленные по геофизическим и геологическим данным: I – Северо-Тувинский, II – Саяно-Тувинский, III – Кандатский, IV – Абакан-Рубцовский; 9 – рудные поля наиболее крупных полиметаллических месторождений; 10 – площадь изученной части Зmeinогорского рудного узла

числе наиболее крупные, расположены на территории Казахстана. Практически все месторождения полиметаллов связаны пространственно и, как признано подавляющим большинством исследователей, генетически с девонской контрастной базальт-риолитовой известково-щелочной формацией. Вулканизм развивался в несколько этапов при значительном (около 90%) преобладании кислой составляющей (вулканиты отличаются общей невысокой щелочностью, повышенной кремнекислотностью) и характеризуется антидромной направленностью.

**Геологическое строение Зmeinогорского рудного района.** Выделяются два структурных яруса – каледонский и герцинский. Каледонский представлен сложнодислоцированными, метаморфизованными в зеленосланцевой фации терригенными породами доэемского возраста (S–D<sub>1</sub>). Герцинские породы (D<sub>1</sub>–D<sub>3</sub>) залегают на каледонидах с резким несогласием. Они являются рудовмещающими для колчеданно-полиметаллических месторождений, полого дислоцированы и выполняют наложенные

прогибы – останцы девонских вулканогенно-осадочных пород, расположенных среди гранитоидов зmeinогорского (D<sub>3</sub>) и синюшинского (P<sub>2</sub>–T<sub>1</sub>) комплексов. В девонском разрезе отмечены следующие свиты: *мельничная* (D<sub>1-2</sub>) – преимущественно известкостые алевролиты с линзами песчаников и известняков; *сосновская* (D<sub>2</sub>) – зеленовато-серые и буровато-серые риодациты, их лавобрекчии, туфы и туффиты с линзами и прослоями туфоконгломератов, алевролитов, туфопесчаников и туфогравелитов; *заводская* (D<sub>2</sub>) – серые и зеленовато-серые алевролиты с прослоями риодацитов, их лавобрекчии, линзами туфов кислого состава, туфопесчаников, гравелитов, изредка известняков; *давидовская* (D<sub>2</sub>) – зеленовато-серые, буровато-серые риолиты и риодациты, их лавобрекчии, туфы, ксенотуфы и туффиты с прослоями и линзами алевролитов, песчаников; *каменёвская* (D<sub>2-3</sub>) – подразделяется на две или три пачки в зависимости от типа разреза: в *нижней* развиты преимущественно основные, реже кислые вулканиты, лавы, лавобрекчии, туфы базальтов, андезибазальтов, андезитов с прослоями алевролитов, аргиллитов, *средняя*

представлена кислыми вулканитами (риолитами и риодацитами, их лавобрекчиями с прослоями туфов, алевролитов, туфопесчаников), *верхняя* развита не повсеместно, состав вулканогенно-осадочный, переслаивающиеся зеленовато-серые и серозелёные алевролиты, туфопесчаники, туфогравели, рифтогенные массивные известняки.

**Рудоносность.** Колчеданно-полиметаллическое оруденение – главное по своей промышленной значимости в северо-западной части Рудно-Алтайского полиметаллического пояса. Колчеданные месторождения ассоциируются с контрастной базальт-риолитовой формацией [6]. Оруденение имеет Cu-Pb-Zn состав без ярко выраженной специализации. Средние количественные соотношения Pb : Zn : Cu в рудах месторождений 1 : 3 : 1 [12], хотя нередко преобладает свинец. Для колчеданно-полиметаллической минерализации характерна тесная пространственная и генетическая связь с продуктами девонского субаквального вулканизма. Главные минералы руд – пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, барит. Среди рудных минералов преобладает пирит (до 40–80%). Промышленные элементы – Zn, Cu, Pb, Cd, Au, Ag, Sc, Se (до 12). По морфологическим данным можно выделить два типа оруденения: сульфидное полиметаллическое сплошное и вкрапленное, обычно согласно залегающее с вмещающими породами, и прожилково- жильное, штокверковое, занимающее секущее положение по отношению к вмещающим породам.

В Змеиногорском рудном районе полиметаллическое оруденение проявилось на нескольких уровнях. Самый нижний уровень (эйфель-живетский) – отложения мельничной и сосновской свит, часто на границе их сочленения (м-ния Стрижковское, Среднее). Следующий уровень локализации оруденения – живетский, он приурочен к контакту вулканогенной сосновской и вулканогенно-осадочной шипуновской свит (м-ния Змеиногорское, Зареченское, Петровское, Майское и др.). На франском уровне, в пределах нижней пачки каменёвской свиты, расположены Корбалихинское, Лазурское, Пихтовое, Масляное и ряд других проявлений. Оруденение локализуется в двух структурных позициях: в лежачем боку зоны контакта терригенных пород с вулканитами основного состава (Корбалихинское м-ние) и в горизонте вулканитов основного состава (м-ния Лазурное, Пихтовое, Масляное). Оруденение сформировалось в период затухания интенсивного вулканизма [3]. Месторождения пространственно группируются в два рудных узла – Змеиногорский и Корбалихинский. Первый на юго-западе района в северо-восточном крыле Алейского антиклинория тянется более чем на 10 км (м-ния Змеиногорское, Стрижковское, Среднее, Зареченское и др.). Второй расположен к северо-востоку от Змеиногорского, приурочен к северо-западному замыканию Быструшинского синклинория (наиболее крупное м-ние Корбалихинское и др.).

Практически на всех месторождениях наблюдается вертикальная рудная зональность, отражающая, по всей видимости, последовательность формирования руд: от ранних медных, медно-цинковых, серноколчеданных в нижних частях рудных тел к полиметаллическим и выше барит-полиметаллическим рудам. Подобная зональность характерна не только для рудноалтайских, но в целом и для

вулканогенных колчеданных месторождений в различных регионах мира.

**Методика изучения гидротермально-метасоматических образований (ГМО).** На колчеданно-полиметаллических месторождениях Рудного Алтая ГМО изучали многие исследователи: В. В. Авдонин, О. В. Андреева, И. В. Гасков, Д. И. Горжевский, Ю. И. Демин, Э. Г. Дистанов, А. В. Зотов, И. З. Исакович, А. В. Каюпов, А. С. Лопухов, В. В. Попов, В. Л. Русинов, Н. И. Стучевский, М. Г. Хисамутдинов, В. Б. Чекваидзе, В. И. Чернов, В. В. Шатов, Г. Н. Щерба, Г. Ф. Яковлев и др. Их работы посвящены исключительно окколорудным метасоматитам. Было установлено широкое развитие на месторождениях кварцевых метасоматитов с примесью серицита, хлорита, сульфидов. Собственно рудные тела окаймляются узкими оторочками метасоматитов хлоритового, иногда талькового состава. Единственное исследование, в котором ГМО изучались в полном объёме с учетом внешних слабопроявленных зон, была работа В. В. Шатова [10] по казахстанской части Рудного Алтая.

Для изучения ГМО в полном объёме использована методика петрографо-геохимического картирования, развиваемая во ВСЕГЕИ [8–11]. Методика разработана в рамках концепции о ГМФ регионального распространения. Гидротермальные месторождения всегда сопровождаются обширными ореолами гидротермально измененных пород. Помимо полнопроявленных окколорудных метасоматитов, которые хорошо фиксируются визуально и являются локальными объектами, существуют обширные ореолы слабопроявленных площадных ГМ изменений, интенсивность которых невелика и изучение возможно только при площадном микроскопическом картировании. Эти обширные зоны представляют собой зонально упорядоченные геологические тела, в которых гидротермальные руды и окколорудные метасоматиты занимают вполне определённое место – центральную зону гидротермальной палеосистемы (зону разгрузки гидротерм). Внешние слабопроявленные зоны – периферические части гидротермальных палеосистем (зоны питания), из них осуществлялся вынос рудных элементов. Площади таких зонально построенных ореолов исчисляются сотнями квадратных километров, и для выделения в них центральных рудоносных зон необходимо специальное картирование. С этой целью в Змеиногорском рудном районе на площади 190 км<sup>2</sup> проведено опробование обнажённых участков в масштабе 1 : 50 000, т. е. пункты наблюдения располагались в среднем по сети 500 × 500 м.

В каждом пункте наблюдения отбирали образцы из наиболее характерных и в различной степени измененных пород, а также сколков для изготовления прозрачно-полированных петрографических шлифов и штучных проб весом 200–500 г. Между пунктами отбора проб анализ наложенной ГМ минерализации проводился визуально с фиксацией границ конкретных зон на топокартах. Привязка точек наблюдения выполнялась по топокартам и с помощью топопривязчика GPS. Помимо поверхности, было детально изучено и опробовано более 50 поисково-разведочных скважин, пробуренных ОАО «Рудно-Алтайская экспедиция» в разные годы на месторождениях и поисковых участках.

## Распространённость эпигенетических минералов в ГМ изменённых породах

Минерал	Индекс	ГМ ассоциации								Сумма
		A1	A2	A3	A4	A5	A6	A7	A9	
Альбит	Ab	743	133	1	—	16	—	—	—	893
Кварц	Qtz	481	275	497	310	179	21	2	—	1762
Гематит	Hm	48	11	—	1	—	—	—	33	99
Хлорит	Chl	453	128	10	74	533	12	2	—	1212
Калишпат (адуляр)	Kfs (Ad)	—	335	—	—	—	2	—	—	337
Гидросерицит	HSer	—	22	331	44	—	—	1	—	398
Серицит	Ser	1	9	384	189	—	—	—	—	583
Гидромусковит	HMs	—	—	—	31	—	—	—	—	31
Карбонат железистый	Cc(Fe)	—	—	—	39	19	—	—	—	58
Карбонат	Cc	—	—	—	241	362	51	2	—	657
Эпидот	Ep	14	—	—	—	827	29	—	—	870
Пумпеллиит	Pmp	—	—	—	—	49	—	—	—	49
Пренит	Prh	—	—	—	—	24	—	—	—	24
Актинолит	Act	—	—	—	—	196	23	—	—	219
Биотит	Bt	—	—	3	—	108	—	—	—	111
Клиноцоизит	Clz	—	—	—	—	111	—	—	—	111
Клинопироксен	Px	—	—	—	—	—	34	—	—	34
Магнетит	Mgt	—	1	—	—	16	2	—	—	19
Пирит	Py	—	12	135	154	201	37	3	—	542
Пирротин	Pyr	—	1	—	62	15	6	2	—	86
Мусковит	Ms	—	—	17	79	—	—	1	—	97
Каолинит	Kln	—	—	1	—	2	—	—	—	3
Сфен	Sph	—	—	—	—	335	4	—	—	339
Апатит	Ap	—	—	—	—	4	—	—	—	4
Роговая обманка	Hb	—	—	—	—	4	—	—	—	4
Флогопит	Flg	—	—	—	—	2	—	—	—	2
Маркизит	Mr	—	—	—	6	2	—	—	—	8
Доломит	Dol	—	—	—	—	5	—	—	—	5
Халькопирит	Hpy	—	—	9	77	71	10	3	—	170
Ильменит	Ilm	—	—	—	—	1	—	—	—	1
Галенит	Ga	—	—	—	—	5	—	2	—	7
Сфалерит	Sf	—	—	—	19	29	14	1	—	63
Арсенопирит	Asp	—	—	—	—	—	—	2	—	2
Халькозин	Chz	—	—	—	—	—	—	1	—	1
Ковеллин	Kv	—	—	—	—	—	—	1	—	1
Монтмориллонит	Mnt	—	—	—	—	—	—	—	253	253
Лимонит	Lim	—	—	—	—	—	—	—	15	15
Ярозит	Jar	—	—	—	—	—	—	—	2	2
Малахит	Mal	—	—	—	—	—	—	—	13	13
Лейкоксен	Lcc	—	—	—	—	1	—	—	1	2
Тремолит	Trm	—	—	—	—	2	—	—	—	2
Гётит	Ht	—	—	—	—	—	—	—	345	345
Анагаз	Ant	—	—	—	1	—	—	—	—	1
Лабрадор	Lb	—	—	—	—	—	2	—	—	2
Мельниковит	Ml	—	—	—	—	—	—	—	—	1
Алланит (ортит)	Aln	—	—	—	—	6	—	—	—	6
Цеолит	Zeo	—	—	—	—	13	—	—	—	13
Флюорит	Fl	—	—	—	—	1	1	—	—	2
Гранат	Grt	—	—	—	—	—	6	—	—	6
Серпентин	Srp	—	—	—	—	—	1	—	—	1
Ильваит	Ilvt	—	—	—	—	2	6	—	—	8
Геденбергит	Hed	—	—	—	—	—	4	—	—	4
Ортоамфибол	RAmf	—	—	—	—	—	3	—	—	3
Барит	Bar	—	—	—	3	—	—	—	—	3
Халцедоновидный кварц	Xal	—	—	10	1	—	—	—	—	11

ГМО изучались на основе тщательного микроскопического анализа эпигенетической минерализации в прозрачно-полированных шлифах (ППШ), характеризующих определенный пункт наблюдения опорной сети. Выполнены следующие операции:  
 — установлена диагностика исходной породы;

— определен состав как прозрачных, так и непрозрачных (рудных) эпигенетических минералов, описаны формы выделения конкретных минералов;  
 — дана оценка размерности кристаллических индивидов эпигенетических минералов и их агрегатов (<0,01; 0,01–0,1; 0,1–1,0; >1,0 мм);

– выяснены возрастные соотношения эпигенетических минералов как друг с другом, так и с минералами исходной породы;

– выделены по сумме структурно-вещественных признаков одна или несколько (как правило, разновозрастных) ассоциаций или парагенезисов эпигенетических минералов;

– подсчитанно процентное содержание как отдельных минералов, так и всей ассоциации в целом в принятой девятибалльной градации (<5, 5–10, 10–15, 15–20, 20–30, 30–40, 40–50, 50–80, >80%).

При изучении ППШ установлено 55 эпигенетических минералов (табл. 1), из них наиболее распространены (в порядке убывания) кварц, хлорит, альбит, эпидот, калишпат, гидросерпичит, из рудных минералов – пирит и халькопирит, из минералов гипергенеза – монтмориллонит. Вся полученная информация в закодированном виде сводилась в единую таблицу Excel.

При выделении ГМ ассоциаций и гидротермалитов использована структурно-вещественная классификация ГМ пород (гидротермалитов) [9, 11].

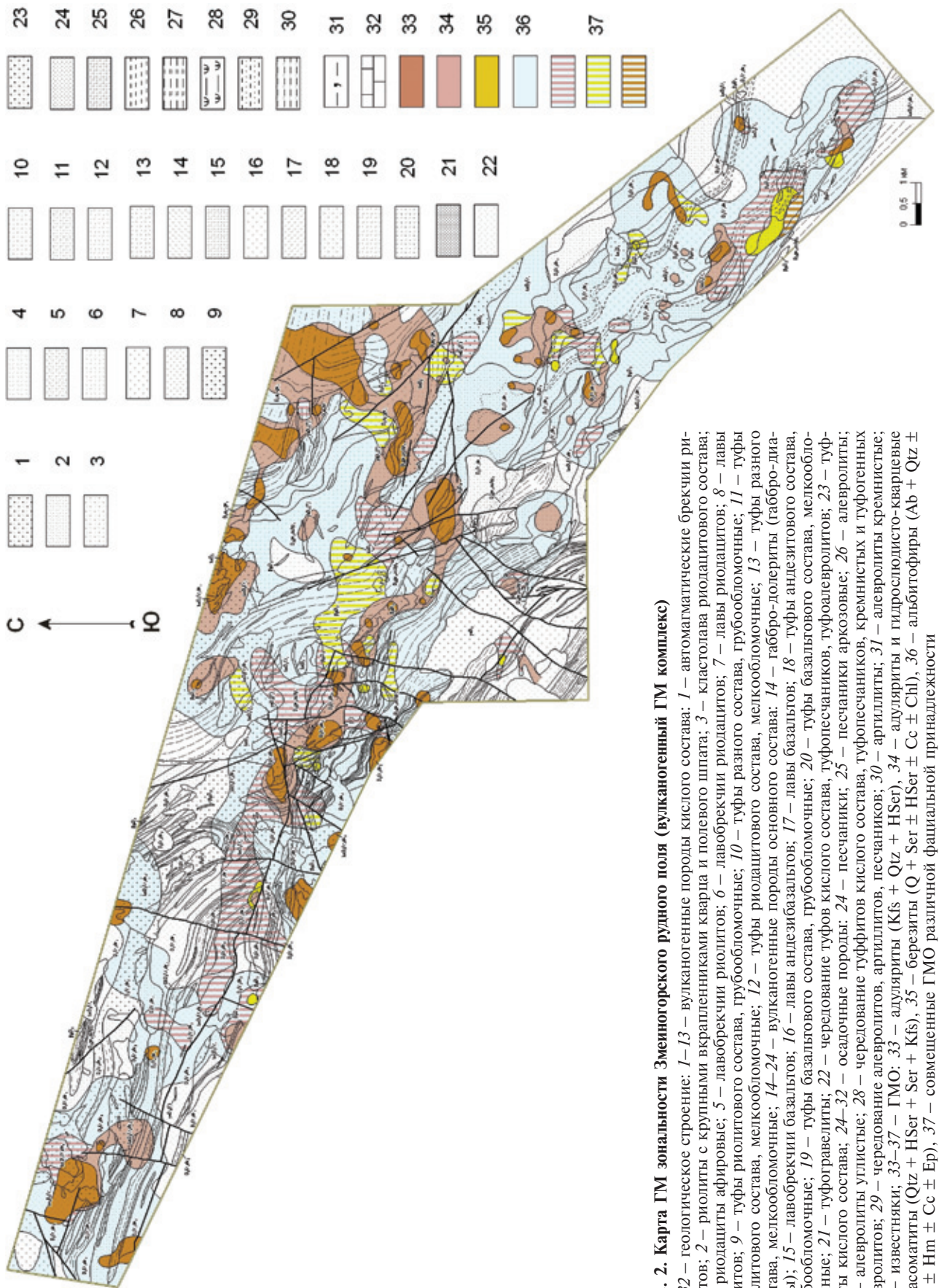
Карта ГМ зональности Змеиногорского рудного района (рис. 2) построена на литолого-фациальной основе, составленной специалистами ЦНИГРИ (В. В. Кузнецов, А. Л. Галямов). Путем анализа полученных данных установлено, что все изученные эпигенетические образования относятся к двум ГМФ регионального распространения. Более ранняя вулканогенная *альбитофир-березитовая ГМФ* связана с девонским субаквальным вулканизмом. Метасоматиты данной формации являются продуктами деятельности рудоформирующей рециклинговой гидротермальной палеосистемы и образуют ряд последовательно сформировавшихся и упорядоченных в пространстве ГМ пород, к которым относятся (от ранних к поздним) альбитофры, березиты, гидрослюдисто-кварцевые метасоматиты и гидрослюдисто-кварц-калишпатовые метасоматиты (адуляриты) ассоциаций А1, А2, А3, А4 (табл. 2). ГМО, сформировавшиеся в связи со становлением более поздних гранитоидов, объединены в нерасчлененную плутоногенную *пропилит-скарновую ГМФ*, к ним относятся пропилиты, скарны, фельдшпатолиды, грейзены, аргиллизиты ассоциаций А5, А6, А8. Эти метасоматические образования, более поздние по отношению к рудоформирующей альбитофир-березитовой ГМФ, оказали влияние на распределение рудных элементов в породах и более ранних метасоматитах, но эти вопросы в данной работе не рассматриваются.

Метасоматиты *альбитофир-березитовой ГМФ* являются вулканогенными образованиями и сформировались в связи с вулканистами субаквальной контрастно дифференцированной базальт-риолитовой формации ( $D_{2-3}$ ). Особенности их состава, зональности и последовательность образования метасоматических фаций хорошо вписываются в конвективно-рециклинговую модель, разработанную в 60–70-е годы прошлого столетия [15–19] и в дальнейшем усовершенствованную рядом исследователей. Согласно этой модели океанические воды по системам трещин и разломов опускаются на значительную глубину, нагреваются и мигрируют в сторону горячего магматического тела с последующим перемещением в его апикальную часть. На нисходящей ветви движения растворов части элементов, в том числе рудные, выщелачиваются из вмещающих пород, формируются периферические

зоны ГМФ, представленные альбитофирами и спилитами. В надинтрузивной части, приближенной к океаническому дну, растворы приобитают кислый состав, происходит кислотное выщелачивание вмещающих пород, осаждение рудных компонентов. Области разгрузки соответствуют центральным зонам ГМФ. В этих зонах формируются вулканогенно-осадочные и ГМ колчеданно-полиметаллические месторождения, по международной классификации VMS или VHMS (Volcanic Hosted Massive Sulphide Deposits) месторождения. Как уже отмечалось, в составе альбитофир-березитовой ГМФ выделяются следующие ассоциации: альбитофиры, березиты, гидрослюдисто-кварцевые метасоматиты и гидрослюдисто-кварц-калишпатовые метасоматиты (адуляриты).

*Альбитофиры (ассоциация А1)*. Данная ГМ ассоциация наиболее ранняя. В её состав включены продукты кремнещелочного (натриевого) метасоматоза, сложенные преимущественно альбитом (№ 1–3) и кварцем примерно в равных пропорциях в кислых породах, но в основных резко преобладает альбит. Почти всегда, в том числе и в кислых породах, образование альбита и кварца сопровождается большим количеством мелкозернистого автоморфного хлорита. Альбитофиры рассматриваются как периферические зоны рудоформирующих конвективных ячеек, наиболее глубокие и удалённые от центральных зон. Они служили зоной питания гидротермальных систем, формировались за счет просачивания на глубину морских вод и служили зоной выноса ряда элементов, в том числе и рудных.

Альбитофиры развивались по породам различного состава: риолитам (лавам, лавобрекчиям, кластолавам), туфам риолитов, риодацитам, базальтам (лавам и лавобрекчиям) и их туфам, долеритам, песчаникам, алевролитам, туфопесчаникам, метаалевролитам, кремнистым и известковистым алевролитам. Чаще всего и наиболее интенсивно альбитофиры формировались по кислым эффузивным породам риолитового и риодацитового состава. В этих случаях степень замещения полная (>80%). При общем сохранении вулканогенного облика исходных пород их структура в деталях претерпевает значительные трансформации. Характерная особенность структуры альбитофиров – её такситовость, которая проявляется в резко неравномерном распределении новообразованных минералов. Кварц и альбит образуют как мономинеральные агрегаты разнообразной морфологии и размеров (от 0,01 до 1 мм и более), так и сросшиеся в разнообразных сочетаниях биминеральные агрегаты (рис. 3, а). Мелкозернистый агрегат хлорита заполняет межзерновые пространства. Формы и размеры отдельных зёрен и их агрегатов резко варьируют даже в пределах одного шлифа. Эта отчётливо выраженная такситовость структуры альбитофиров – один из их диагностических признаков. Первичные вкрапленники альбит-олигоклаза и калишпата в значительной степени замещены альбитом. При порфировой или афировой структуре пород их основная масса имеет сферолитовую, гребенчатую, криптокристаллическую, микрозернистую, микропойкилитовую и др. структуры, сочетающиеся нередко в одном шлифе и переходящие друг в друга. В основных эффузивах – базальтах и диабазах – первичный плагиоклаз (лабрадор № 55–60) псевдоморфно замещается альбитом и кварцем. От типичных спилитов



**Рис. 2. Карта ГМ зональности Змеиногорского рудного поля (вулканогенный ГМ комплекс)**

1–32 – геологическое строение: 1–13 – вулканогенные породы кислого состава: 1 – автомагматические брекчии риолитов; 2 – риолиты с крупными вкраплениями кварца и полевого шпата; 3 – кластолава риоалцитового состава; 4 – риодациты афировые; 5 – лавобрекчии риолитов; 6 – лавобрекчии риодацитов; 7 – лавы риодацитов; 8 – лавы дацитов; 9 – туфы риолитового состава, грубообломочные; 10 – туфы разного состава, грубообломочные; 11 – туфы различного состава, мелкообломочные; 12 – туфы риодацитового состава, мелкообломочные; 13 – туфы разного состава, мелкообломочные; 14–24 – вулканогенные породы основного состава: 14 – габбро-долериты (габбро-диабазы); 15 – лавобрекчии базальтов; 16 – лавы андезибазальтов; 17 – лавы базальтов; 18 – туфы андезитового состава, мелкообломочные; 19 – туфы базальтового состава, грубообломочные; 20 – туфы базальтового состава, мелкообломочные; 21 – туфотравелиты; 22 – чередование туфов кислого состава, туфопесчаников, туфоалевролитов; 23 – туфы кислого состава; 24–32 – осадочные породы: 24 – песчаники; 25 – песчаники аркозовые; 26 – алевролиты; 27 – алевролиты углистые; 28 – чередование туффигов кислого состава, туфопесчаников, кремнистых и туфогенных алевролитов; 29 – чередование алевролитов, аргиллитов, песчаников; 30 – аргиллиты; 31 – алевролиты кремнистые; 32 – известняки; 33–37 – ГМО: 33 – алуляриты (Kfs + Qtz + HSer), 34 – алуляриты и гидрослюдисто-кварцевые метасоматиты (Qtz + HSer + Ser + Kfs), 35 – березиты (Q + Ser ± HSer ± Cc ± Chl), 36 – альбитофиры (Ab + Qtz ± Chl ± Hm ± Cc ± Ep), 37 – совмещенные ГМО различной фашиальной принадлежности

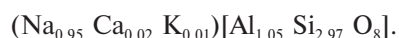
## Распространенность ГМ ассоциаций и ГМ фаций

ГМ ассоциации		Индекс ГМ фаций	Состав ГМ фаций	Распространенность *	
				ГМ фаций	ГМ ассоциаций
A1	Альбитофиры	F1	Ab+Qtz±Hm	122 (9,24)	753 (57,01)
		F2	Ab+Qtz+Chl±Hm±Ep±Cc±Ser	631 (47,8)	
A2	Адуляриты	F3	Kfs(Ad)+Qtz+Hser	208 (16)	336 (25)
		F4	Kfs(Ad)+Ab+Qtz±Chl±Hm±Mgt±Py±Pyr	128 (10)	
A3	Гидрослюдисто-кварцевые метасоматиты	K1	Qtz+Hser±Ser±Py	582 (44)	597 (45)
		K2	Ser+Hser	7 (1)	
		K3	Qtz+Chl±Bt±Ab	10 (1)	
A4	Березиты	B1	Hms+Qtz±Ms±Cc±Cc(Fe)±Py±Ser±Chl	290 (22)	369 (28)
		B2	Hser+Ser+Qtz±Pyr	31 (2)	
		B3	Qtz+Cc+Hm	2 (0,2)	
		B4	Chl+Qtz+Py	49 (4)	
A5	Пропилиты	P1	Ep+Chl±Mgt±Qtz±Cc±Cc(Fe)±Sf±Ap±Py±Mr±Pyr±Hpy±Hmt±Jlm±Lcc	947 (72)	1066 (81)
		P3	Ep+Pmp±Chl±Prh±Mgt±Qtz±Ab±Cc	35 (3)	
		P4	Act±Bt±Clz±Flg±Cc	47 (4)	
		P5	Bt±Ep±Chl±Qtz±Ap±Py±Cc	66 (5)	
		P6	Chl+Cc	9 (1)	
		P9	Ab+Clz+Hb+Prh±Cc	6 (0,5)	
		P10	Ep+Chl±Py±Sf±Flg±Tm±Cc	4 (0,3)	
A6	Скарны	S1	Px±Ep±Ab±Sph±Py±Cc±Lcc	23 (2)	77 (6)
		S2	Px+Ep+Sph+Mgt±Grt±Ilvt±Kfs±Ab±Chl±Qtz±Ms±Py±Cc±Lb±Act±Sf±Pyr±Asp±Hpy±Lcc	54 (4)	
A7	Руды	R	Py±Hpy±Ga±Sf±Pyr±Asp±Chz±Kv±Cc±Ms±Hser	3 (0,2)	3 (0,2)
A8	Фельдшпато-литы Грейзены Аргиллизиты	F5	Kfs+Qtz	2 (0,2)	33 (3)
		Гр	Qtz	20 (2)	
		Ар	Hser+Hm	4 (0,3)	
		Гр	Ms	10 (1)	
A9	Гипергенез	G	Ht+Mnt±Lim±Jar±Hm±Mal	446 (34)	446 (34)

\* В скобках даны значения распространенности в процентах от общего количества изученных шлифов – 1320 шт.

альбитофиры по основным эффузивам отличаются присутствием кварца.

Химический состав альбита (исходная порода базальт):



В составе ассоциации выделены две фации.

**Фация F1** (Ab + Qtz ± Hm). Альбитофиры альбит-кварцевые с гематитом. Для них характерно наличие пластинчатого гематита, его количество достигает 1–3%, размеры зёрен 0,01–0,2 мм, он образует отдельные зёрна и агрегаты по 3–5 зёрен разнообразной морфологии, в целом ксеноморфные. Часто содержит тонкие реакционные прорастания магнетита, по-видимому, за счет более поздней пропилитизации.

**Фация F2** (Ab + Qtz + Chl ± Hm ± Ep ± Cc ± Ser). Альбитофиры альбит-кварцевые с хлоритом. Для этой разновидности характерно наличие хлорита, его количество обычно 5–10%, он слагает мелко-мелкозернистые мономинеральные агрегаты, которые в виде сгустков и неравномер-

ной сети заполняют интерстиции между зёрнами кварца и альбита. По количеству резко преобладает фация F2.

Альбитофиры как наиболее ранняя ассоциация повсеместно содержат минералы более поздних ассоциаций. Макроскопически альбитофиры имеют темно-серый с зеленоватым оттенком цвет за счёт тонкозернистого хлорита. В геохимическом плане они характеризуются низкими (фоновыми или ниже) содержаниями рудных элементов.

**Березиты (ассоциация A4)** сочетают в себе продукты кислотного и субщелочного метасоматоза, помимо кварца, гидрослюды, серицита и сульфидов, содержат карбонаты и то или иное количество хлорита. Березитизация отмечается для пород различного состава: риолитов (их туфов, лав, лавобрекчий), базальтов (их туфов, лав, лавобрекчий) (рис. 3, б), диабазов, песчаников различного состава, кремнистых алевролитов. По составу выделены четыре фации.

**Фация B1** (Hms + Qtz ± Ms ± Cc ± Cc(Fe) ± Py ± Ser ± Ch). Резко преобладает по частоте

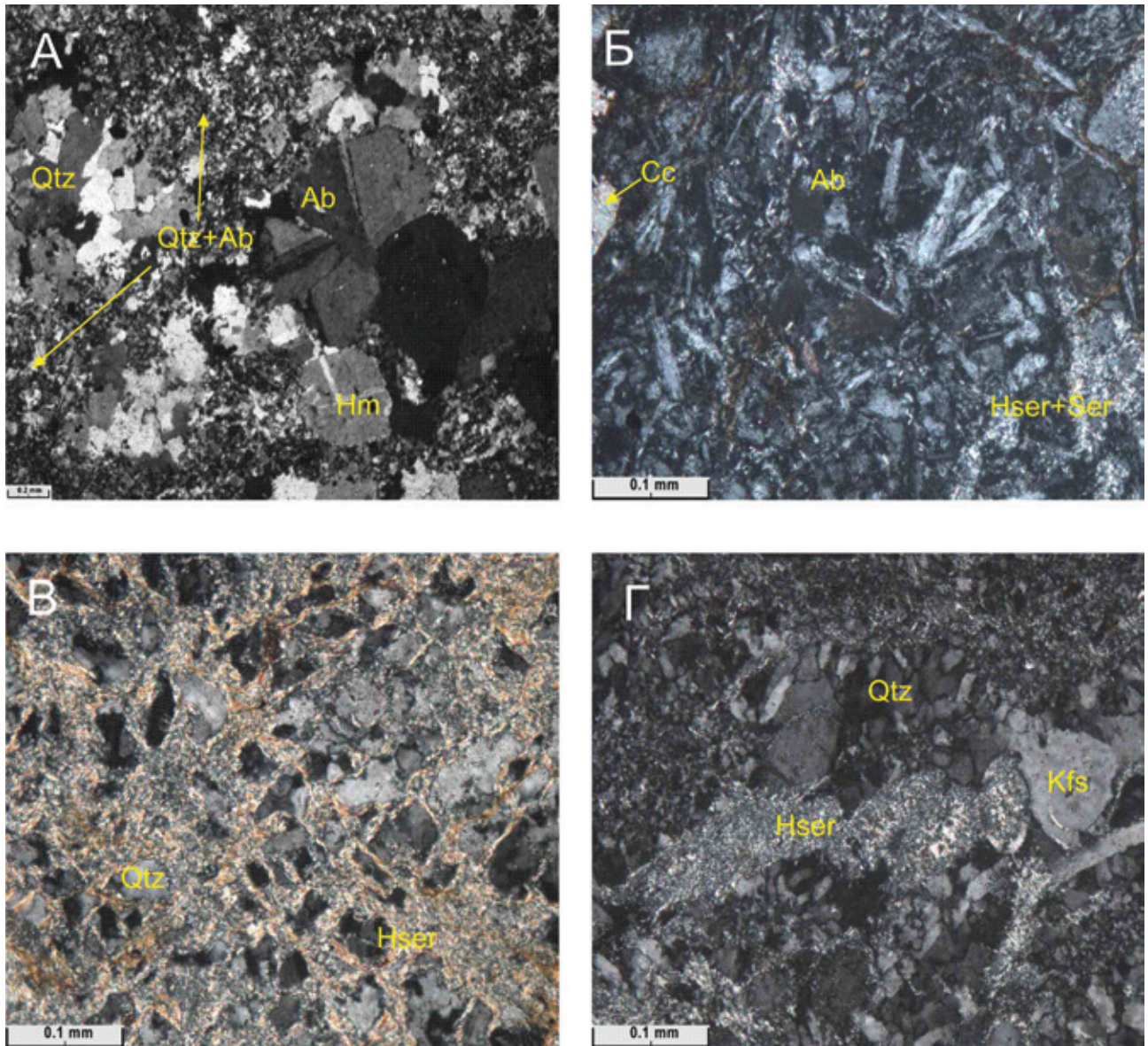
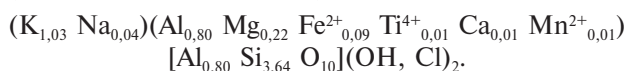


Рис. 3. А – альбитофир (фация F1) по риолиту. Крупные новообразования альбита (Ab) и кварца (Qtz), в основной массе мелкозернистый кварц-альбитовый агрегат с редким пластинчатым гематитом (Hm). С анализатором; Б – березитизированный базальт. Фация B1 (Qtz + Ser + Hser + Cc). С анализатором; В – кварц-гидрослюдистый метасоматит. Фация K1 (Qtz + Hser). С анализатором; Г – туф риолита. Гидрослюдисто-кварц-адюляровая ассоциация – адюлярит. Фация F3 (Hser + Qtz + Kfs)

встречаемости (табл. 2). Характерен парагенезис кварца с тонкозернистым серицитом и гидрослюдой, а также карбонатом и железистым карбонатом. Карбоната, как правило, не более 5–15%. Серицит образует автоморфные агрегаты разнообразной морфологии: метасоматические прожилки; амёбообразные, шнуровидные и др. новообразования. Карбонат (кальцит, анкерит, доломит) развит в виде ксеноморфных агрегатов и отдельных зерен, а также в виде микропрожилков. Состав серицита (исходная порода риолит):



Состав анкерита (исходная порода алевролит):



Фация B2 (Hser + Ser + Qtz ± Pyr ± Cc). Метасоматиты кварц-серицит-гидрослюдистые с сульфидными разностями, сходными по составу с фацией K2.

Фация B3 (Qtz + Cc + Hm). Березиты развиты ограниченно, встречаются в алевролитах, которые представляют собой интенсивно окварцованные и карбонатизированные породы с примесью пластинчатого гематита, степень замещения интенсивная.

Фация B4 (Chl + Qtz + Pyr). Метасоматиты отличаются подавляющим преобладанием хлорита, фактически это почти мономинеральные хлоритолиты, сложенные мелкозернистым агрегатом хлорита. Мономинеральные агрегаты хлорита развиваются на фоне интенсивного окварцевания, которому непосредственно предшествует хлоритизация. Для березитов этой фации характерно присутствие рудных минералов: пирита, сфалерита, халькопирита, галенита и др. Фактически мономинеральный хлорит является рудосопровождающим минералом для полиметаллической минерализации. Пробы, в ко-



торых встречена данная фация, характеризуются резко повышенными содержаниями Pb, Zn, Cu.

Березиты всех фаций – отчетливо более поздние по отношению к альбитофирам и образовались раньше, чем гидрослюдисто-кварцевые метасоматиты и адуляриты. В общей метасоматической зональности березиты соответствуют уровню рудообразования. Отмечается латеральная зональность в строении ореолов березитизации. Березиты регионального распространения, помимо кварца, гидрослюды, серицита и сульфидов, содержат карбонаты и то или иное количество хлорита. При приближении к центральной зоне происходят фациальные изменения в составе ореолов березитизации. Постепенно увеличивается содержание кварца, падает содержание карбоната, серицита, собственно околорудные березиты – это фактически кварцевые метасоматиты с несколько более поздним хлоритом, с которым и развивается рудная минерализация.

**Гидрослюдисто-кварцевые метасоматиты (ассоциация А3)** являются продуктами кислотного метасоматоза. По количеству чаще всего преобладает кварц, который образует разноморфные, преимущественно мономинеральные агрегаты разной морфологии. Но встречаются также почти мономинеральные гидрослюдистые метасоматиты. Как и рассмотренные выше две группы ГМ ассоциаций, гидрослюдисто-кварцевые метасоматиты (рис. 3, в) встречаются почти во всех разновидностях горных пород. В их составе выделены три фации.

**Фация К1** ( $Qtz + Hser \pm Ser \pm Py$ ) встречается значительно чаще, чем две другие (табл. 2). Для неё характерно наличие в кварцевом агрегате гидрослюды, сопровождаемой серицитом, пиритом и другими сульфидами. В ряде случаев при большом количестве новообразованного кварца, в частности в кремнистых алевролитах, первичная кластическая природа исходной породы почти полностью утрачивается.

**Фация К2** ( $Ser + Hser$ ) представляет собой частный случай фации К1, когда в конкретном месте количество гидрослюды и серицита достигло максимальных значений при отсутствии кварца, и порода превратилась в серицитолит.

**Фация К3** ( $Qtz + Chl \pm Bt \pm Ab$ ). В мономинеральном агрегате кварца отмечается незначительное (5–15%) количество хлорита. Возможно, что другие минералы (биотит, альбит) принадлежат к другим фациям и являются реликтовыми (альбит) или более поздними (биотит).

Гидрослюдисто-кварцевые метасоматиты рассматриваются как отвечающие нижнему надрудному уровню. В них встречаются повышенные содержания рудных элементов, ареалы развития интенсивно проявленных гидрослюдисто-кварцевых метасоматитов могут представлять интерес для прогнозных целей. Степень изменения – от полной (>80%) в пределах рудных полей до слабой (<5%).

**Гидрослюдисто-кварц-калишпатовые метасоматиты – адуляриты (ассоциация А2).** ГМ образования, выделенные в эту ассоциацию, представляют собой, как и рассмотренные ранее альбитофиры, кремнещелочные метасоматиты, но в их составе среди щелочей резко преобладает калий. Подобные метасоматиты, сформировавшиеся по базальтам, являются калиевыми аналогами спилитов и в литературе известны под названием поенеиты. Адуляриты сформировались по риолитам (лавам, лавобрекциям, кластолавам), туфам риолитового

состава (в том числе алевритовым), базальтам, туфам базальтового состава, диабазам, песчаникам, алевролитам, алевропесчаникам, кремнистым алевролитам, туффитам, причём прослеживаются все различия от первых процентов новообразованного калишпата до полнопроявленных метасоматитов. Последние проявлены локально и фиксируются непосредственно в надрудной части месторождений, в то время как в различной степени калишпатизированные разности имеют площадную распространённость и уверенно картируются в масштабе 1 : 50 000. Они являются пострудными образованиями и на исследованной площади представляют собой наиболее поздние метасоматиты, сформированные гидротермальной рудоформирующей рециклинговой системой. Адуляриты отчетливо замещают как более ранние альбитофиры, так и рудоносные метасоматиты центральной зоны – березиты. Гипсометрически адуляриты занимают наиболее высокое положение среди других метасоматитов альбитофир-березитовой колчеданоносной РМФ. Они возникли из гидротермальных растворов, «отработанных» после рудоотложения. Высокое содержание в них калия возникло за счет его выноса из нижележащих пород, превращённых в альбитофиры, и последующего отложения в надрудной зоне. Наиболее широко и интенсивно адуляриты развиты по разнообразным породам риолитового и риодацитового состава. В рассматриваемой ГМ ассоциации выделены две фации.

**Фация F3** ( $Kfs(Ad) + Qtz + Hser$ ). Адуляриты – полнопроявленные метасоматиты. Ведущими по количеству являются адуляр и кварц – псевдоморфные и автоморфные новообразования разнообразной морфологии. Часто оба минерала в пределах одного шлифа формируют различные по форме и размерам моно- и биминеральные агрегаты, нередко первичная структура основной массы породы полностью перекристаллизовывается (при сохранении общего вулканогенного облика). Наиболее характерны сферолитовые, пойкилитовые и различные бластические структуры. Нередки моно- и биминеральные метасоматические прожилки. В наиболее изменённых разностях встречаются зональные агрегаты гидрослюдисто-кварц-адулярового состава, гидрослюда занимает центральную часть, кварц промежуточную, а калишпат внешнюю (рис. 3, з).

**Фация F4** ( $Kfs(Ad) + Ab + Qtz \pm Chl \pm Hm \pm Mgt \pm Py \pm Pyr$ ) фактически представляет собой слабопроявленные, внешние части ареалов развития адуляритов фации F3. Они постоянно в различных количествах содержат как реликты более ранних метасоматитов (альбитофиров, гидрослюдисто-кварцевых метасоматитов, березитов), так и более поздние ГМ ассоциации – пропициты.

Адуляриты рассматриваются в качестве надрудных частей метасоматической колонки и поэтому имеют важное поисковое значение. Полнопроявленные разности сопровождаются контрастными геохимическими аномалиями, тогда как в умеренных и слабокалишпатизированных породах повышенные содержания этих элементов не всегда отмечаются.

Впервые калишпатовые метасоматиты выделены на Рудном Алтае М. Г. Хисамутдиновым [14]. Надрудное положение полнопроявленных метасоматитов подразумевает наличие под ними колчеданных руд. Их пострудный характер проявляется положением в общей метасоматической зональности

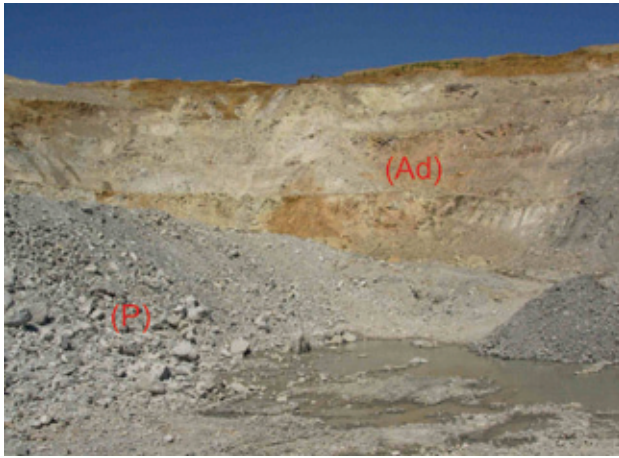
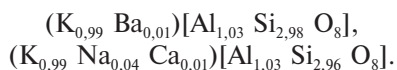


Рис. 4. Вид из карьера месторождения Степное. Светло-серое на переднем плане – остатки отработанного рудного тела (P). Выше светло-желтые породы – адуляриты (Ad)

и последовательности образования минеральных ассоциаций в конкретных пересечениях кварц-калишпатовыми прожилками рудных прожилков. На рис. 4 показано надрудное положение полнопроявленных адуляритов на месторождении Степное.

Макроскопически полнопроявленные адуляриты представляют собой породы светлого бурожелтого цвета, по облику напоминающие коры выветривания, но при этом они весьма прочные, и физическая дезинтеграция, характерная для элювиальных кор выветривания, отсутствует, за исключением тех случаев, когда они сами подвергаются выветриванию. Постоянная примесь бария говорит о наличии цельзиановой составляющей.

Химический состав адуляра (надрудная часть м-ния Лазурское):



Адуляр из надрудной части месторождения (обр. А-17) изучен с целью выявления фазового состава и структурных особенностей. Из образца был приготовлен дезориентированный порошок препарат на стеклянной подложке. Анализ пробы производился на рентгеновском дифрактометре ДРОН-6, оснащенный рентгеновской трубкой с кобальтовым анодом при напряжении  $U = 35$  кВ и силе тока  $I = 25$  мА (аналитик В. Ф. Сапег). Съёмка велась в пошаговом режиме, в диапазоне углов  $14-72^\circ$  по  $2\theta$  с шагом  $0,02^\circ$  и фиксацией в точке  $t = 3$  с. Обработка дифрактограмм препарата проводилась при помощи программного пакета PDWin-4. Фазовый анализ осуществлен с помощью международной картотеки JCPDS. Исследование фазового состава показало, что пр. А-17 представлена смесью кварца и калиевого полевого шпата (микроклин-ортоклаза) с незначительной примесью цельзианового минала. Параметры кристаллической решетки рассчитывались по программе PARAM. Наличие кварца (33–1161 – номера образцов по картотеке JCPDS) установлено по интенсивным рефлексам с  $d = 4,24, 3,34, 2,45, 2,24, 2,12, 1,97, 1,81, 1,67$  и  $1,54$  Å. Кварц использован как внутренний эталон при внесении поправки на систематическую погрешность.

Полевые шпаты (микроклин и ортоклаз) определены по наличию рефлексов с  $d = 6,74, 5,88,$

$4,59, 3,294, 3,24, 2,76, 2,59, 2,56, 2,52, 2,04, 1,926, 1,856$  Å

Степень триклинности ( $\Delta\rho$ ) полевого шпата из данной пробы определялась по наличию слабого расщепления дифракционных максимумов 131 и 1–31 на дифрактограмме,  $\Delta\rho = 0,58$ , что соответствует среднему микроклину. Установлено, что адуляр из образца А-17 состоит из двух разновидностей калишпата: микроклина и ортоклаза. Необходимо отметить, что присутствие кварца существенно влияет на степень триклинности калишпатов, поэтому параметры кристаллической решетки (ПЭЯ) рассчитывались как для моноклинной, так и для триклинной разновидности полевых шпатов без учета перекрывающихся рефлексов.

Расчет ПЭЯ показал следующие параметры кристаллической ячейки (в скобках эталоны по картотеке JCPDS):

для моноклинной разновидности

$$\begin{aligned} a &= 8,587 (8,561); b = 12,960 (12,996); \\ c &= 7,207 (7,192); \alpha = 90^\circ (90^\circ); \beta = 116,02^\circ (116^\circ); \\ \gamma &= 90^\circ (90^\circ); V = 721 \text{ Å}^3; \end{aligned}$$

для триклинной разновидности

$$\begin{aligned} a &= 8,5886 (8,5784); b = 12,955 (12,90); c = 7,2061 \\ & (7,2112); \alpha = 90,11^\circ (89,7^\circ); \beta = 115,98 (115,97^\circ); \\ \gamma &= 90,54 (90,87^\circ); V = 721 \text{ Å}^3. \end{aligned}$$

**Геохимические исследования.** Главной задачей было составление карты геохимического аномального поля масштаба  $1 : 50\,000$ . Для оценки геохимического фона использована комплексная база петрографо-геохимических данных, несущих на себе информацию не только о содержаниях элементов, но и о типе исходных пород, степени и характере их ГМ преобразования, что позволило подойти к решению этой проблемы, основываясь на геолого-петрографических принципах.

В геохимическом блоке выделены минимально ГМ измененные породы (менее 20% новообразований), которые были подразделены на частные выборки, отвечающие типам исходных пород: рiolиты, базальты и т. д. Каждая такая однородная в петрографическом отношении частная выборка стандартными приемами «очищена» от объектов с аномальными значениями содержаний элементов. Рассчитаны основные статистические параметры, построены гистограммы, осуществлена проверка гипотез закона распределения элементов и т. д. Путем деления исходных значений геохимических признаков на соответствующие значения породных фонов выполнено нормирование всего блока исходных данных по фоновым значениям признаков. Это позволило в значительной степени «заглушить» геохимическую специализацию исходных пород и работать с новым нормированным файлом в условно однородной геологической среде. Путем использования стандартной программы факторного анализа (метод главных компонент) выявлена тонкая структура корреляционных связей между геохимическими признаками по всей сумме объектов, учтенных в базе данных (общая задача факторного анализа). Для этого был использован файл нормированных признаков как наиболее «свободный» от геохимической специализации исходных пород.

На основе поэтапного редактирования промежуточных моноэлементных компьютерных карт

путём последовательного сложения контуров положительных площадных аномалий по всем ведущим элементам (Pb, Cu, Zn, Mo, Bi, As, Sb, Ag, Co, Ba, Cd) построена карта геохимического аномального поля, на которой выделены аномалии трех рангов (в единицах геохимического фона – Сф) от 1,5 до 2,5, от 2,5 до 5,0 и больше. Данная методика построения карт основана на разработках Ф. Л. Думлера [5].

**Карта прогнозного районирования** – главный итог проведенных исследований (рис. 5). Она построена путем вынесения с карт ГМ зональности и аномального геохимического поля поисковых петрографо-геохимических признаков колчеданно-полиметаллического оруденения. Это аномальные геохимические поля и метасоматиты рудного уровня, т. е. березиты, и надрудного уровня гидрослюдисто-кварцевые и гидрослюдисто-кварц-калишпатовые метасоматиты (адуляриты).

В результате проведенных исследований разработаны петрографо-геохимические признаки скрытого колчеданно-полиметаллического оруденения. Выработаны новые для данного района петрографические признаки, в геохимической части они не противоречат проведенным ранее исследованиям по этой тематике, но в связке с метасоматитами получают новое, более полное содержание.

**Петрографо-минералогические критерии прогнозирования.** Выделенные в результате специализированного картирования ГМ фации и ассоциации ГМО позволили определить общую структуру метасоматической зональности и положение в ней колчеданно-полиметаллического оруденения. Зоны развития альбитофиоров не представляют прогнозного интереса. Значение имеют березиты (рудный уровень) и адуляриты (надрудный уровень). Гидрослюдисто-кварцевые метасоматиты, занимая в целом надрудный уровень, расположены ближе к периферии рудных полей и при локальном прогнозе играют второстепенную роль. Березиты отвечают уровню рудообразования. Березиты площадного распространения состоят из кварца, серицита, пирита, карбоната, хлорита. При приближении к руде увеличивается содержание кварца вплоть до появления почти монокварцевых метасоматитов и исчезает карбонат. Рудная минерализация локализована в кварцевых метасоматитах и сопровождается железисто-магнезиальным хлоритом (фация В4).

Гидрослюдисто-кварцевые и гидрослюдисто-кварц-калишпатовые метасоматиты (адуляриты) – надрудные части метасоматической колонки – образовались из «отработанных» гидротермальных растворов. Наибольший прогнозный интерес представляют адуляриты. Поля в различной степени калишпатизированных пород слагают ореолы различной сплошности, они вынесены на карту, в них находятся полнопроявленные адуляриты, которые развиты локально и занимают надрудное положение.

**Геохимические критерии прогнозирования.** Комплексные геохимические ореолы Pb, Cu, Zn, Mo, Bi, As, Sb, Ag, Co, Ba, Cd развиты локально в ореолах березитов и адуляритов. Березиты рудосопровождающей фации F4 всегда отличаются высокими содержаниями Cu, Pb, Zn и других элементов. Полнопроявленные адуляриты сопровождаются контрастными геохимическими аномалиями, тогда как в умереннослабокалишпатизированных породах повышенные содержания этих элементов отме-

чаются не всегда. Таким образом, ореолы развития гидрослюдисто-кварц-калишпатовых метасоматитов представляют собой варьирующий по интенсивности, но сплошной ореол, на фоне которого аномальные геохимические поля выражают себя как дискретные явления. В частности, наиболее крупное на изученной площади промышленное Корбалихинское месторождение при заданной сети опробования в аномальных геохимических полях не проявилось, в то время как надрудный ореол адуляритов проявлен очень четко. Помимо этого, на структуру аномального геохимического поля значительное влияние оказала более поздняя плутоногенная пропилитизация. Метасоматические критерии в данном случае выступают как приоритетные по сравнению с геохимическими.

**Локальный прогноз и направление дальнейших поисковых работ.** На карте прогнозного районирования Змеиногорского рудного района суммирована вся информация о пространственном распределении петрографо-минералогических и геохимических признаков скрытого оруденения. Цветовой гаммой обозначены ГМ фации, красной штриховкой вынесены значения основного рудоконтролирующего геохимического параметра  $Pb*Cu*Zn*Mo*Bi*As*Sb*Ag*Co*Ba*Cd$ .

В ранге рудного поля перспективные участки фиксируются умеренно и интенсивно проявленными березитами и адуляритами и сопровождаются аномальными геохимическими полями перечисленных выше элементов.

По совокупности рассмотренных признаков выделено 11 площадей в ранге рудного поля общей площадью 56,6 км<sup>2</sup>, что составляет 29% от общей площади Змеиногорского рудного района (в выделенных рамках). Эти площади подразделяются на потенциальные и определившиеся (с известными месторождениями), среди потенциальных выделены объекты первой и второй очереди. Площадь выделенных четырех объектов первой очереди составляет 30 км<sup>2</sup> (15% общей площади).

Кратко охарактеризуем выделенные четыре площади первой очереди.

**Западно-Корбалихинская площадь** (S = 1,66 км<sup>2</sup>) сложена туфами риолитового состава, алевролитами, кремнистыми алевролитами, туфоконгломератами, лавами базальтов, туффитами кислого состава. Фактически участок представляет собой северо-западный фланг Корбалихинского рудного поля. В нем выявлен крупный, зонально построенный ореол гидрослюдисто-кварц-калишпатовых метасоматитов (адуляритов), березитов и гидрослюдисто-кварцевых метасоматитов. В северо-западной его части отчетливо выражен ореол интенсивно проявленных адуляритов, интенсивность его уменьшается к краям ореола. Метасоматиты сопровождаются комплексными дискретно проявленными ореолами Cu, Zn, Mo, Bi, Ag, Ba.

**Восточно-Корбалихинская площадь** (S = 10,47 км<sup>2</sup>). В нее входят алевролиты, кремнистые алевролиты, туфы и туффиты кислого состава, туфопесчаники, туфоалевролиты, риолиты, песчаники аркозовые, долериты, лавы базальтов. Развиты компактные ореолы гидрослюдисто-кварцевых метасоматитов, березитов, адуляритов, сопровождаемые комплексными ореолами Pb, Cu, Zn, Mo, Bi, Ag, Co, Ba, Cd. Вместе с Западно-Корбалихинской прогнозируемой площадью и Корбалихинским рудным полем данная площадь составляет единую структуру,



**Рис. 5. Карта прогнозного районирования Зmeinогорского рудного района**

1-5 – гидротермально-метасоматические образования: 1 – адуляриты (Kfs + Qtz + HSet), 2 – адуляриты и гидрослюдисто-кварцевые метасоматиты (Qtz + HSet + Ser + Kfs), 3 – березиты (Q + Ser ± HSet ± Cc ± Chl), 4 – совмещенные ГМ образования различной фацциальной принадлежности, 5 – граница распространения ГМ изменений; 6-8 – распределение основного рудоуплотняющего геохимического параметра (Zn + Cu + Pb + Ag + Ba + Bi + Co + Mo + (Cd) + (As) + (Sb)) в единицах фона: 6 – от 1,5 до 2,5 Сф, 7 – от 2,5 до 5,0 Сф, 8 – больше 5,0 Сф; 9, 10 – месторождения: 9 – золота, 10 – колчеданно-полиметаллические; 11, 12 – рудные поля, потенциальные: 11 – первой очереди, 12 – второй очереди; 13 – рудные поля, определенные

контролируемую северо-западной системой разломов и ограниченную с северо-запада и юго-востока субширотными разломами. Ее рудоносность доказывается наличием крупного промышленного Корбалихинского месторождения. Участок требует дополнительного изучения и опробования на глубину.

*Северная площадь* ( $S = 16,35 \text{ км}^2$ ). В ее состав входят алевролиты, кремнистые алевролиты, туфы и туффиты кислого состава, туфопесчаники, туфоалевролиты, риолиты, лавы базальтов. Здесь известны малые месторождения Встречное, Кандидатское, Привет, Поповское, Черепаевское. Крупные площадные ореолы гидрослюдисто-кварцкалишпатовых метасоматитов (адуляритов), березитов и гидрослюдисто-кварцевых метасоматитов сопровождаются комплексными ореолами Pb, Cu, Zn, Mo, Bi, As, Sb, Ag, Co, Ba, Cd. Ее рудоносность подтверждается уже известными месторождениями, но её потенциал не исчерпан, о чем свидетельствуют крупные размеры рудоносных метасоматитов.

*Юго-Западная площадь* ( $S = 1,8 \text{ км}^2$ ) определилась по результатам глубокого бурения, проведенного в 2011 г. В ней встречены березиты и адуляриты, сопровождаемые ореолами Pb, Bi и Ва.

На основе специализированного петрографо-геохимического картирования, методика которого разработана и успешно развивается во ВСЕГЕИ, в дополнение к известным ранее геохимическим критериям поиска скрытого колчеданно-полиметаллического оруденения предлагаются новые критерии, основанные на изучении ГМ зональности регионального распространения.

Помощь в компьютерной и технической обработке материалов оказали В. Н. Белова, К. Б. Васильев, В. И. Семёнова.

1. *Ананьев Ю.С., Коробейников А.Ф.* Метасоматизм и благороднометалльное оруденение в черносланцевых толщах Западной Калбы. – Томск: Изд-во Томского политех. ун-та, 2009. – 206 с.

2. *Буслов М.М., Фудживара И., Сафонова И.Ю.* и др. Строение и эволюция зоны сочленения террейнов Рудного и Горного Алтая // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 3. – С. 383–397.

3. *Гаськов И.В., Дистанов Э.Г., Миронова Н.Ю., Чекалин В.М.* Колчеданно-полиметаллические месторождения верхнего девона северо-западной части Рудного Алтая. – Новосибирск: Наука, 1991. – 121 с.

4. *Дистанов Э.Г., Гаськов И.В.* Эволюция процессов рудообразования и закономерности размещения полиметаллических месторождений северо-западной части Рудного Алтая // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 11. – С. 1655–1667.

5. *Думлер Ф.Л.* Геохимические исследования при крупномасштабной геологической съемке. Лекции на курсах повышения квалификации геологов-съемщиков при ВСЕГЕИ. – Л.: Недра, 1975. – 36 с.

6. *Кривоцов А.И., Минаева О.В., Волчков А.Г.* и др. Месторождения колчеданного семейства. Серия: Модели месторождений благородных и цветных металлов. – М.: ЦНИГРИ, 2002. – 282 с.

7. *Нехорошев В.П.* Тектоника Алтая. – М.: Недра, 1966. – 306 с.

8. *Плющев Е.В., Шатов В.В.* Геохимия и рудоносность гидротермально-метасоматических образований. – Л.: Недра, 1985. – 247 с.

9. *Плющев Е.В., Ушаков О.П., Шатов В.В., Беляев Г.М.* Методика изучения гидротермально-метасоматических образований. – Л.: Недра, 1981. – 262 с.

10. *Плющев Е.В., Шатов В.В., Беляев Г.М.* Методические рекомендации по геолого-геохимическому изучению гидротермально-метасоматических образований при ГРС-50 с общими поисками. – СПб., 1992. – 64 с.

11. *Плющев Е.В., Шатов В.В., Кашин С.В.* Металлогения гидротермально-метасоматических образований. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2012. – 560 с. (Труды ВСЕГЕИ. Новая серия. Т. 354).

12. *Попов В.В.* Региональные палеотектонические факторы образования крупных полиметаллических месторождений Рудного Алтая // Геология рудн. м-ний. 1998. Т. 40. № 4. – С. 370–378.

13. *Филатов Е.И.* Полиметаллические месторождения фанерозоя. – М.: Недра, 1986. – 248 с.

14. *Хаин В.Е.* Тектоника континентов и океанов (год 2000). – М.: Научный мир, 2001. – 606 с.

15. *Хисамутдинов М.Г.* Металлогения и полиметаллические месторождения Рудного Алтая. – Л.: Недра, 1978. – 195 с.

16. *Elder J.W.* Physical processes in geothermal areas, in Terrestrial heat flow // Am. Geophys. Union. Geophys. Mon. 8. – P. 211–239.

17. *Large R.R.* Chemical evolution and zonation of massive sulphide deposits in volcanic terrains // Econ. Geol. 1977. Vol. 72. – P. 549–572.

18. *Spooner E.T.C.* Cu-pyrite mineralization and seawater convection in oceanic crust – the ophiolitic ore deposits Cyprus // Continental crust and its mineral deposits. The Geol. Assoc. of Canada. Spec. Paper. N 20. Toronto, 1980. – P. 685–704.

19. *Spooner E.T.C., Fyfe W.S.* Sub-seafloor metamorphism, heat and mass transfer // Contr. Mineral. Petrol. 1973. Vol. 42. – P. 287–304.

*Кашин Сергей Васильевич* – канд. геол.-минер. наук, вед. науч. сотрудник, ВСЕГЕИ. <Sergey\_Kashin@vsegei.ru>.

*Молчанов Анатолий Васильевич* – доктор геол.-минер. наук, зав. отделом, ВСЕГЕИ. <Anatoly\_Molchanov@vsegei.ru>.

*Шатов Виталий Витальевич* – канд. геол.-минер. наук, зам. ген. директора по науке, ВСЕГЕИ.

<Vitaly\_Shatov@vsegei.ru>.