

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
НАЦИОНАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ТОМСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

Петрология магматических и метаморфических комплексов

Выпуск 8

Материалы Всероссийской конференции
с международным участием

29 ноября – 2 декабря 2016 года

Томск 2016

Барит-полиметаллическое оруденение Змеиногорского рудного района и его генетические аспекты

Бестемьянова К.В., Гринев О.М.

*Национальный исследовательский Томский государственный университет г. Томск,
KsenijaVT@mail.ru, tomskgrom@yandex.ru*

Geological structure, tectonic position, mineral composition of wallrock-altered rocks and ores and also variations of isotopic composition in sulfides from polymetallic deposits of the Zmeinogorsky ore district were investigated. The deposits are located in the north-western part of the Rudnoaltaysky megatrough, where they confined to the Zmeinogorsk-Bystrushinsky fore deep. In the structure of fore deep, as well as in the structure of ore fields two structural floors-Caledonian and Hercynian are involved. The deposits confined to the volcano-dome morphostructures of small scale. The ore-hosting rocks are lower devonian igneous-sedimentary rocks. Ore-controlling are systems of the north-west longitudinal and north-eastern transverse faults.

The process which was prior to the step of sediment of the main mass of sulfides, was the process of metasomatic or wallrock alteration of enclosing rocks with the formation of quartz-chlorite-sericite, quartz-chlorite and quartz-sericite rocks. The rock-forming minerals in these rocks are quartz, chlorite, sericite; accessory minerals are – rutile, apatite, zircon. Also, sulphide mineralization represented by pyrite, to a lesser extent galena, chalcopyrite and sphalerite is observed. As for mineralogy the peculiar feature of the wallrock-altered rocks of deposits under study is the presence of rare earth mineralization.

Based on a detailed study of ore structures and textures, their spatial distribution, typomorphic properties as well as varied isotopic composition of the major sulfide minerals two steps of mineralization and five basic mineral complexes were identified in the barite-polymetallic ores. The first step of mineralization was obviously short-termed. It was characterized by intense tectonic movements.

First mineral complex (first stage of the second step) is composed of chalcopyrite, sphalerite, galena and less pyrite. Breccia and disseminated textures, structures of crushing, substitution (sulfides formed in this step are often replaced by sulfides of the second step) are typical of the first mineral complex.

The second step of mineralization was the most long-termed and productive – the sediment of about 80% of the ores occurred. It was accompanied by tectonic syn- and to post-ore shifts with recovery of faults and fractured zones. Ores of the second step is characterized by the following textures: interspersed, vein - interspersed, massive; as well as the following structures - inequigranular, small-, medium- and coarse-grained, emulsion, collomorphic, corrosion, crushing, shearing, to a lesser degree of substitution. The microstructure indicates that the ore formation was accompanied by tectonic shifts.

The average isotopic composition of sulfides of the first complex (of the second step) is characterized by the following values: to -0.2 ‰ pyrite, chalcopyrite to 0 ‰, for galena + 0.5 ‰ for sphalerite -1,2 ‰, of the second complex of the second step: chalcopyrite -1.9 ‰, galena -3,4 ‰, sphalerite -2.3 ‰, tetrahedrite -3,7 ‰, third complex: tennantite -12,8 ‰, bornite -8,9 ‰.

The two pairs of sulfides were chosen at the first and the second mineral complex (at the second step of ore genesis), which made it possible to calculate the temperatures of its formation. The temperature is changed abruptly. Thus, at the beginning of the second step it changed from 300 to 340 ° C, then it fell to the mid stages up to 280 ° C and raised again to 320 ° C, which may be associated with entering fresh portions solutions in to the mineral system.

The studied variations of the isotopic composition of sulfur sulfides, which are included in allocated mineral complexes, justify inhomogeneities of the source of ore material, and had mantle-crustal character. So, in the process of mineralization (from the initial stages to the final ones) the change of the dominant mantle source of the initial stage of phase to substantially crust occurred, by the end of the process the ore mineralization. The origin of the crust component might be heterogeneous – both due to the borrowing of sulfur from the enclosing sedimentary rocks, and by meteoric waters, given the near-surface (volcano-tectonic) type of hydrothermal-metasomatic ore systems.

Рудноалтайский полиметаллический пояс является одним из крупнейших в мире по концентрации полиметаллических месторождений (более 20 промышленных месторождений) и запасам свинцово-цинковых руд, что закономерно вызывает большой интерес исследователей к этому региону.

Месторождения рудноалтайского пояса представлены двумя основными подформациями: колчеданно-полиметаллической и барит-полиметаллической, среди которых по запасам промышленных металлов

(Cu, Pb, Zn) преобладает первый подтип, а по содержанию благородных металлов (в первую очередь Au и Ag) и минеральному разнообразию – второй подтип. Это и определяет необходимость познания особенностей структуры и вещественной организации барит-полиметаллических месторождений, особенно в виду активной их отработки, истощения минерально-сырьевой базы и необходимости поиска новых объектов в районе.

Несмотря на длительную историю изучения и освоения руд Рудного Алтая, все еще дискуссионными

остаются многие вопросы генезиса рудноалтайских месторождений, а также некоторые аспекты их рудо-локализации.

Систематическое и основное изучение месторождений района, как и всей северо-западной части Рудного Алтая, приходилось на 1950 – 1975 годы. Именно с этого времени в основу гипотезы рудообразования была положена принадлежность руд к стратиформному типу (Щерба, 1977; Гаськов и др., 1988; Чекалин, 1991), а доминирующим фактором рудо-локализации считался стратиграфический контроль. Вместе с тем, накопилось немало фактов о том, что, наряду с литолого-стратиграфическим, существенную роль в формировании рудных полей играет и тектонический фактор, обеспечивающий каналы подтока глубинных рудоносных растворов на стратиграфические уровни локализации руд.

Змеиногорский Рудный район является частью Рудноалтайского мегапрогиба, который входит в состав герцинской Обь-Зайсанской коллизионной области. Рудноалтайский прогиб занимает пограничное положение между Калба-Нарымской структурно-формационной зоной Обь-Зайсанской области на юга-западе и каледонидами Горного Алтая на востоке. Помимо основных продольных региональных разломов северо-западного простирания в Рудно-Алтайском мегапрогибе установлен ряд сопряжённых с ними субмеридиональных разломов, а также совокупность разломов северо-восточного и субширотного простирания (Щерба и др., 1984).

Строение Рудноалтайского мегапрогиба отражено на (рис. 1). Основными элементами внутреннего строения прогиба являются: 1) прибортовые грабеннообразные депрессионные зоны девона, 2) гранитно-метаморфические своды (Алейский, Синюшинский, Соловьевский) (Козлов, 2015); а также 3) межсводовые брахисинклинальные впадины.

Для выявления специфики геологического строения, минерального состава, а также генетических аспектов формирования месторождений барит – полиметаллического подтипа, были выбраны Змеиногорское, Зареченское и Стрижковское месторождения Змеиногорского рудного района.

Змеиногорский рудный район является северной половиной Змеиногорско-Быструшинского вулканогенно-терригенного прогиба, который представляет северную часть северо-восточной прибортовой депрессионной зоны мегапрогиба.

В геологическом строении прогиба, как и в геологическом строении рудных полей месторождений, выделяется два структурных этажа – каледонский и герцинский. При этом каледонский структурный этаж представлен динамометаморфитами корбалихинской свиты, имеющей по разным данным возраст либо нижнепалеозойский (O-S) (Большой Алтай, 1998; Кузнецов и др., 2014; Козлов, 2015), либо среднепалеозойский S-D₁ (Гутак и др., 2005), а герцинский структурный этаж представлен вулканогенными и вулканогенно-терригенными нижне-, средне- и верхнедевонскими отложения-

ми мельничной (D₁₋₂ mn), сосновской (D₂ ss), заводской (D₂ zv) и каменевской (D₂₋₃ kmn) свитами.

В ходе исследований установлено, что рудные поля барит-полиметаллических месторождений Змеиногорского рудного района размещаются в пределах ранне- среднедевонских купольно-кольцевых вулканотектонических морфоструктур мелкого масштаба. В строении этих морфоструктур участвуют горстообразные выступы зеленосланцевых метаморфитов, трансгрессивно их перекрывающие вулканогенно-терригенные толщи девона и пронизывающие их интрузивно-субвулканические образования девона, включая дайки. Вмещающей средой для оруденения в основном являются раннедевонские толщи, а также от части и зеленосланцевые метаморфиты раннего палеозоя.

Для уточнения структурно-тектонической позиции барит-полиметаллического оруденения Змеиногорского рудного района был выполнен морфоструктурный анализ его территории, в ходе которого было установлено, что девонская история распадается на три стадии, примерно соответствующих трем отделам девона. В течение каждой из этих стадий формировался свой вулканотектонический и седиментационный тип рельефа. В ходе последующих стадий этот рельеф усложнялся, частично нивелировался с возникновением новых морфоструктур. Причем для каждого отдела девона характерен свой тип морфоструктур и приуроченный к нему тип оруденения.

Так, для раннего девона на территории Змеиногорского рудного района установлено две сводово-вулканические структуры центрального типа – Карамышевская и Змеиногорская, с которыми связаны точки минерализации, рудопоявления, и месторождения золото-серебро барит-полиметаллической подформации. Слагаются эти структуры горстообразными выступами зеленосланцевых метаморфитов фундамента и трансгрессивно их перекрывающими толщами эмса и эйфеля.

С живецкими морфоструктурами среднего девона представленными сосновской и заводской свитами и сменяющим их по латерали и вверх по разрезу верхнедевонскими морфоструктурами, связаны месторождения колчеданно-полиметаллического типа. Их отличия от нижнедевонских заключаются в более крупном размере, наиболее интенсивно проявленных тектономагматических циклах живца и позднего девона, и наличии приуроченных к ним ареалов интрузивно-субвулканических тел, с одним из которых связано наиболее крупное Корбалихинское колчеданно-полиметаллическое месторождение.

Установленные рудоносные морфоструктуры густо пронизаны дайками кислого (гранит-порфиры, плагиогранит порфиры, граниты) и основного состава (габбро-габбродиориты, диабазы), а также насыщены субвулканическими телами (риолит и риолитдацитового состава).

Характерно, что зеленосланцевые метаморфогенные образования рудных полей месторождений, в той или иной степени перекрытые девонскими толщами, также рудоносны и в них присутствует вкрапленное медное оруденение.

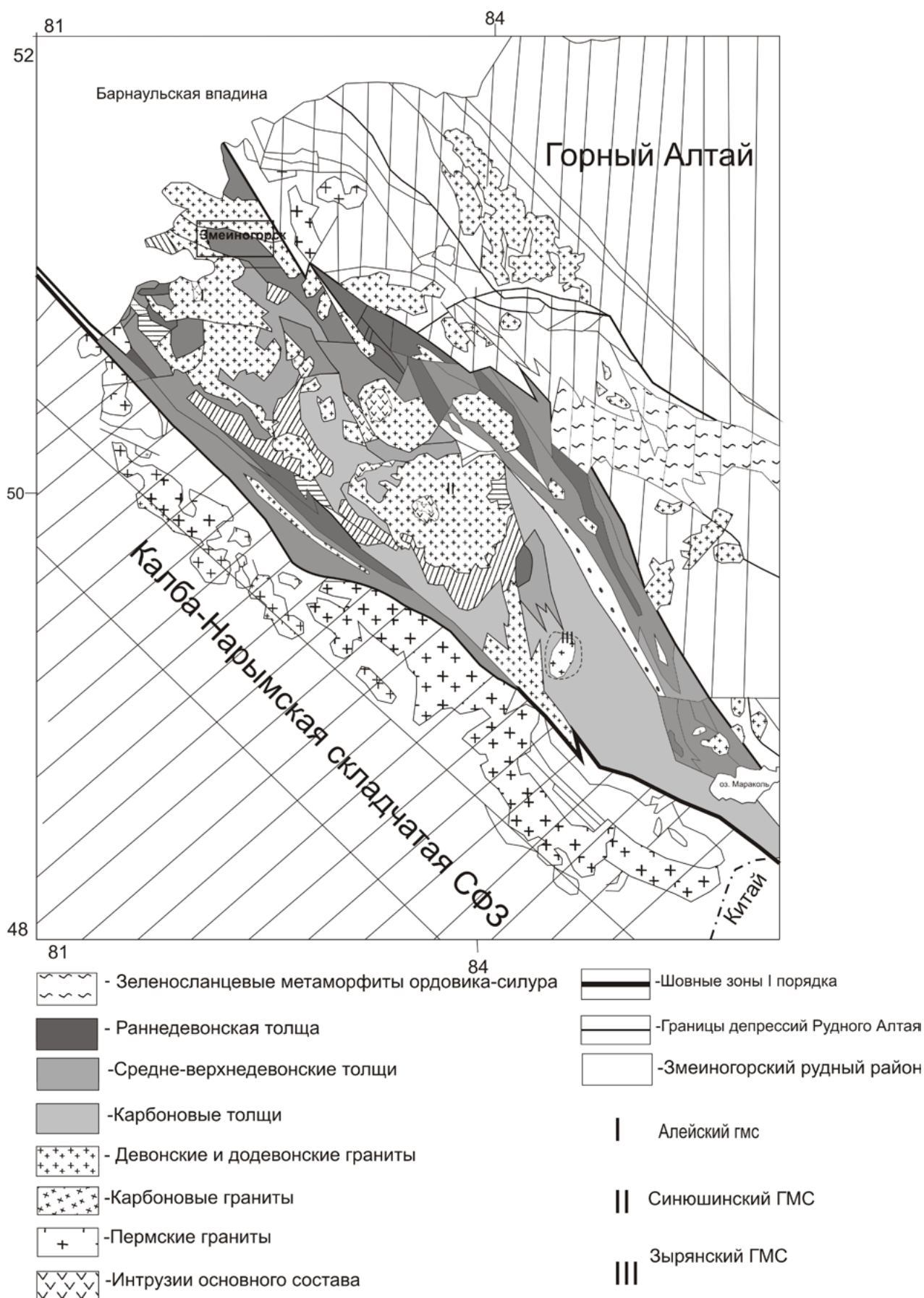


Рис.1. Структурно-тектоническая схема Рудноалтайского мегапрогиба (составлена О.М. Гриневым на основе Государственной геологической карты масштаба 1:1 000 000, лист М-(44),45 (Усть-Каменогорск), 1978 г.

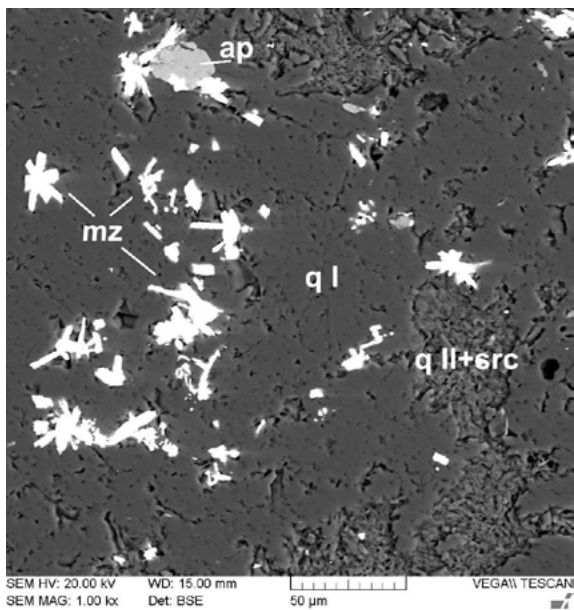


Рис.2а

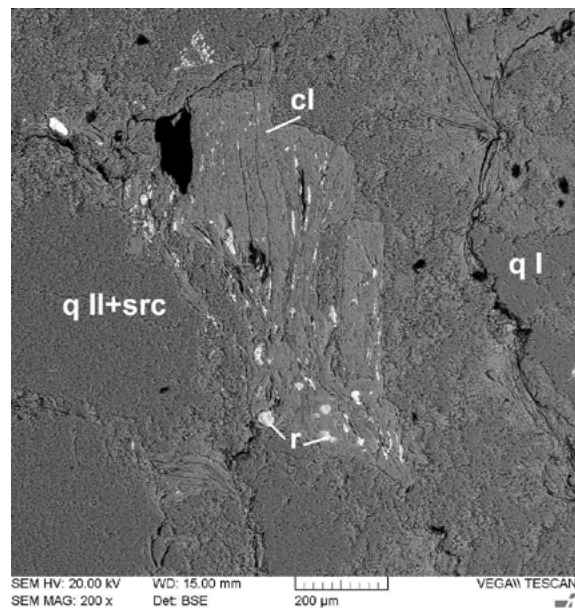


Рис.2б

Рис.2 Характер распределения редкоземельной и акцессорной минерализации: а – игольчатые выделения монацита (mz) между агрегатами кварца (q) I и II, а также зерно апатита (ap) с характерным шестиугольным сечением; б – характер распределения зерен рутила (r) в плоскостях деформационной отдельности зерен хлорита (cl).

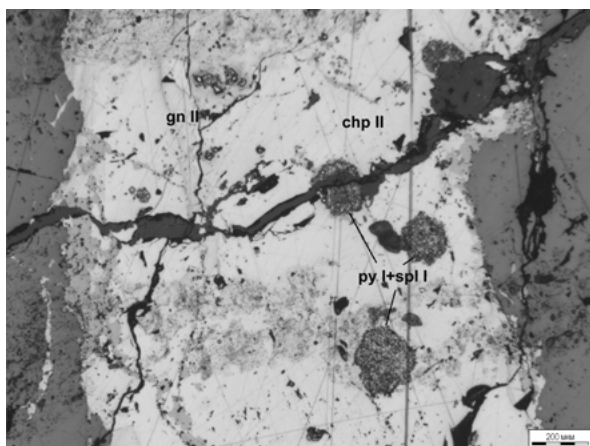


Рис.3а

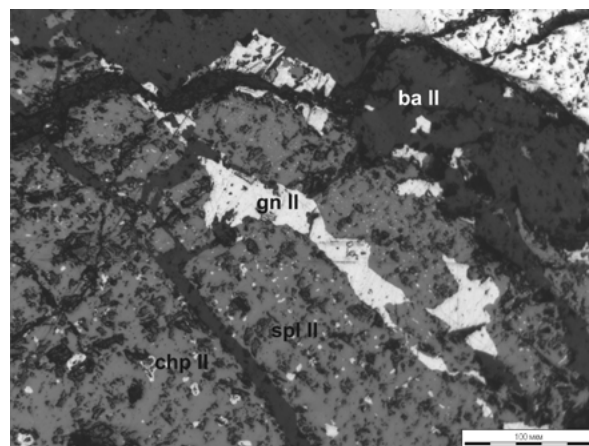


Рис.3б

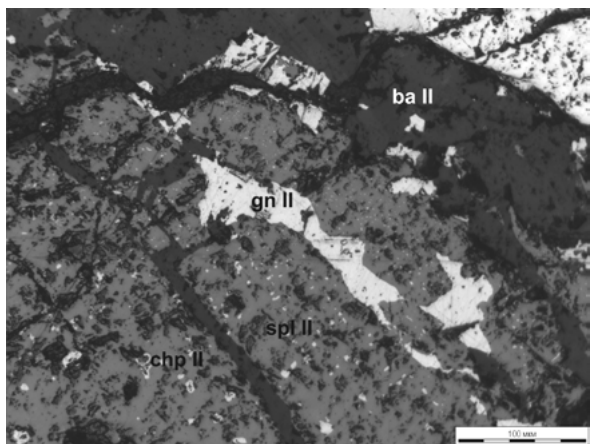


Рис.3в

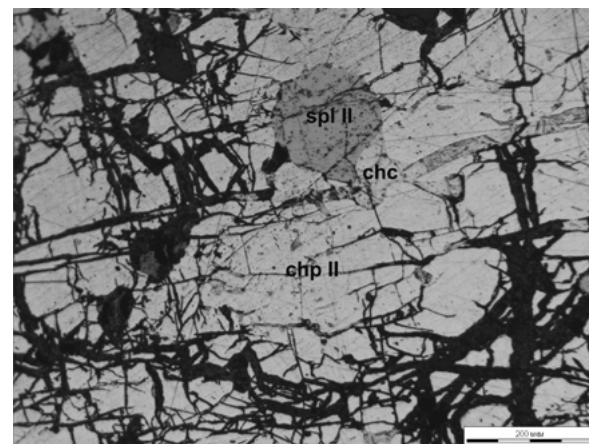


Рис.3г

Рис.3 Характерные структуры руд: а – брекчированная руда, брекчированные обломки представлены агрегатами пирита I (py) и сфалерита I (spl); б – эмульсионная структура распада твердого раствора халькопирита II (chp) в сфалерите II (spl); в – структура смятия в галените II (gn); г – петельчатая структура тонких прожилков халькозина (chc), замещающего халькопирит II (chp).

Основными рудовмещающими толщами являются существенно эмские отложения нижнемеловичной подсистемы, где вкрапленное, прожилково-вкрапленное и частично массивное оруденение сосредоточено в нижней терригенно-осадочной пачке (представлена аргиллитами и алевролитами, в меньшей степени известняками и песчаниками, а также незначительными прослоями туфов); большая часть массивных руд расположена в виде послойных и секущих тел в горизонтах кристаллокластических туфов и терригенно-карбонатной пачке.

Рудообразование сопровождалось активной тектоникой с многократной сменой обстановок сжатия и растяжения и с формированием соответствующих структур рудных полей месторождений. Жило- и линзообразные рудные тела приурочены к разломным структурам, зонам дробления, расщепления, трещинам скола и отрыва, что в совокупности с брекчиевыми, прожилково-вкрапленными, вкрапленными, массивными и разнотекстурными текстурами, определяют структурно-тектонический фактор в качестве доминирующего в контроле барит-полиметаллического оруденения (Гринев, Бестемьянова, 2015). В благоприятной обстановке он дополняется литолого-стратиграфическим фактором, приводящим к послойному формированию руд.

Строение рудных полей изученных месторождений однозначно свидетельствуют о том, что рудообразование сопровождалось интенсивным тектоническим развитием территории. Так, период конца эмса начала эйфеля характеризовался резкой сменой условий трансгрессии растяжением (и массового извержения вулканитов кислого состава), а затем в живете снова сменился наступлением трансгрессий с формированием терригенно-осадочных пород. Судя по геологическим материалам наступление трансгрессии в пределах прогиба сопровождалось проявлением сжатия со стороны Обь-Зайсанской складчатой области. С другой стороны, смена условий трансгрессии на регрессию в начале каждого из отделов девона сопровождалась режимом растяжения и резкой активизацией тектоно-магматической деятельности.

Такая тектоническая обстановка, приводила к подновлению региональных разломов, заложению зон дробления и расщепления, и влияла на рудообразование, рудоразмещение и определяла форму рудных тел. Рудные тела имеют неоднородное строение, образуют в основном штокверко-, жилообразную и линзообразную форму, где жилы многократно ветвятся в плане, они занимают как субсогласное, так и секущее положение по отношению к вмещающим толщам. При этом залегание вмещающих толщ весьма различно. Так, на Стрижковском месторождении они лежат практически субгоризонтально, на Змеиногорском с небольшим уклоном к северу и северо западу угол не превышал 10 – 12°, а на Зареченском вмещающие породы поставлены практически субвертикально.

Вышеперечисленные признаки можно дополнить и структурно-текстурными характеристиками руд, кото-

рые подтверждают воздействие тектоники на процесс рудообразования. Такими структурно-текстурными признаками являются брекчированные руды (рис. 3а), в которых рудные брекчии представлены слегка окатанными обломками, имеющими в своем составе такие сульфидные минералы, как сфалерит, галенит и халькопирит, агрегаты которых интенсивно раздроблены, и замещены более поздними минералами рудного процесса. Сцементированы они в основном жильными минералами – кварцем и баритом, в редких случаях рассеяны прожилками имеющими в своем составе кальцит.

Процессом, предшествующим основному этапу рудообразования, являлся процесс метасоматического преобразования вмещающих вулканогенно-терригенных пород раннего девона, характер распределения данных пород контролировался положением зон развития трещиноватости и расщепления вмещающих пород. Развитие ореолов окolorудноизмененных пород неравномерное и характеризуется разной мощностью (от первых десятков до 150 – 170 м).

Околорудные метасоматиты представлены кварц-серицитовыми породами с пиритом, выполняющими внутренние зоны метасоматического ореола, а также кварц-хлоритовыми и кварц-хлорит-серицитовыми породами, выполняющими среднюю и внешнюю часть метасоматического ореола. Химический состав данных пород довольно однотипный, содержания основных окислов колеблется в незначительных пределах. Основными петрогенными компонентами являются оксиды кремния, алюминия, калия и железа: SiO_2 71,2 – 81,3 мас. %, Al_2O_3 6,96 – 13,50 мас. %, K_2O 1,53 – 4,91 мас. %, Fe_2O_3 2,49 – 24,17 мас. %. Остальные компоненты характеризуются следующими содержаниями: TiO_2 0,10 – 0,28 мас. %, MnO 0,02 – 0,12 мас. %, MgO 0,34 – 6,21 мас. %, CaO 0,07 – 0,16 мас. %, Na_2O <0,1 мас. %, P_2O_5 0,02 – 0,05 мас. %, BaO 0,04 – 0,64 мас. %, SO_3 0,09 – 0,50 мас. %, V_2O_5 <0,01 мас. %, Cr_2O_3 <0,01 мас. %, NiO <0,01 мас. %.

Основными породообразующими минералами окolorудноизмененных пород являются: кварц, серицит, хлорит; второстепенными – пирит; акцессорными – апатит, циркон, рутил, редкими – халькопирит, сфалерит, галенит, барит. Отличительной чертой минерального состава окolorудноизмененных пород является наличие в них редкоземельной минерализации, представленной выделениями монацита и ксенотима, при этом в количественном соотношении доля проявления монацитовой минерализации несколько превышает проявление ксенотимовой минерализации (Бестемьянова, Гринев, 2014).

Кварц, основной породообразующий минерал окolorудноизмененных пород, выполняет примерно 70-80% объема всей породы. Представлен тремя генерациями (выделены генерации на основании характера взаимоотношения между собой и другими минеральными видами, подтверждено люминесцентными исследованиями: характеризуются несколько различной интенсивностью свечения, а также областями свече-

ния), в основном образует молочно-белые и прозрачные мелко-среднезернистые агрегаты.

Серицит образует скрыточешуйчатые массы, находящиеся в тесном сростании с кварцем II генерации, и представляет собой кварц-серицитовый агрегат.

Хлорит (по видовой принадлежности относится к ряду пеннин – клинохлор) представлен темно-зелеными пластинчатыми агрегатами. Особенно характерен для пород, образуемых по туфам кислого и основного состава.

Пирит является довольно распространенным минералом в метасоматитах как лежачего, так и висячего бока. Как правило, это хорошо образованные кристаллы кубического габитуса реже встречаются кристаллы с формой пентагондодекаэдра, пентагондодекаэдра в комбинации с кубом, или же комбинации куба и октаэдра (фракция 0,5 мм; фракция 0,25 мм куб, пентагондодекаэдра в комбинации с кубом, комбинации куба и октаэдра).

В малых количествах, в изучаемых породах, присутствуют сульфиды, являющиеся основными минералами руд для этих месторождений: *барит*, *халькопирит*, *галенит*, *сфалерит*, которые имеют ограниченное распространение, наибольшее скопление отмечается в метасоматитах лежачего бока, в метасоматитах висячего бока распространены совсем незначительно.

Также в породах присутствуют акцессорные минералы, характерные для кислых пород, а именно *рутил*, *апатит* и *циркон*. Отмечены, как в метасоматитах висячего, так и лежачего боков примерно с одинаковым распространением. Находятся как вкрапленные зерна или агрегаты в кварце, либо располагаются по плоскостям деформационной отдельности в зернах хлорита (рис. 2б).

Редкоземельная минерализация. Монацит образует таблитчатые, призматические, реже изометрические кристаллы и сплошные зернистые агрегаты, в некоторых образцах можно встретить сростки короткопризматических кристаллов, образующих игольчатые или звездчатые агрегаты (рис. 2а). Ксенотим образует в основном сплошные массы весьма редко единичные кристаллы призматического облика. В химическом составе монацита и ксенотима околорудноизмененных пород Зареченского и Стрижковского месторождений наблюдаются некоторые отличия. Так, для монацитов Зареченского месторождения отмечается присутствие примеси ThO_2 от 11,35 % до 22,50% (среднее 16,9 мас. %) и отсутствие примеси Al_2O_3 , в то время как для монацитов Стрижковского месторождения примесь ThO_2 не характерна, а Al_2O_3 варьирует от 0,8 до 1,86 мас. %, со средним содержанием 1,3 мас. %.

По данным исследований, проведенных атомно-абсорбционным методом, изученные околорудноизмененные породы не представляют промышленного интереса на благородные металлы (золото и серебро), в виду их низкого содержания. Так, в *кварц-серицитовых* породах содержания золота варьируют в пределах 0,02 – 0,10 г/т; серебра 1,0 – 2,5 г/т; в *кварц – хлорит – серицитовых* породах содержания золота 0,12 – 0,38

г/т, серебра 0,49 – 2,1 г/т; в *кварц – хлоритовых* породах содержания золота 0,018 – 0,12 г/т, серебра 0,49 – 0,68 г/т. Золото и серебро, по-видимому, находятся в рассеянном состоянии в присутствующих в изученных породах сульфидных минералах.

Исследованные околорудноизмененные породы, кроме индикаторного минералого-геохимического значения могут являться поисковым признаком, указывающим на присутствие нескрытого барит-полиметаллического оруденения, наложенного на терригенно-осадочно-туфогенные толщи девона.

На изученных месторождениях распространением пользуются следующие типы руд: колчеданно-полиметаллические (существенно медные) полиметаллические (среди которых выделяются существенно свинцовые, и свинцово-цинковые), барит-полиметаллические. Данные типы руд последовательно (кулисно) сменяют друг друга вверх по разрезу.

По данным предшественников минеральный состав барит-полиметаллических руд характеризуется минеральным разнообразием и включает более 45 минералов, основными рудными минералами из которых являются: сфалерит, галенит, халькопирит; второстепенными – блеклые руды, борнит, халькозин (Горжевский и др., 1977).

Характерные структуры руд: кристаллически-зернистая, неравномернозернистая, мелко-, средне- редко крупнозернистая, гипидио- и аллотриоморфнозернистая, эмульсионная (рис. 3б), дробления, замещения, коломорфная, смятия (рис. 3в), петельчатая (рис. 3г). Характерные текстуры руд: вкрапленная, прожилковая, прожилково-вкрапленная, гнездовая, массивная.

Кроме основных компонентов (по данным ICP – MS, в гр/т) в рудах также отмечены: в *полиметаллических* разновидностях Sc (0,06-0,7), Ti (3,0-205,0), V (0,5-10,0), Cr (0,1-4,5), Co (1,2-22,0), Ni (0,3-4,7), Ga (0,5-6,0), Rb (0,5-14,0), Sr (0,1-5,0), Y (0,03-1,5), Zr (0,2-9,0), Nb (0,02-0,9), Cs (0,03-0,1); в *барит – полиметаллических* Sc (0,01-0,3), Ti (5,0-41,0), V (4,5-8,0), Cr (0,1-1,8), Co (9,7-36,0), Ni (0,3-10,0), Ga (2,0-10,0), Rb (3,0 -8,0), Sr (2,0-192,0), Y (0,2-1,0), Zr (0,5-3,0), Nb (0,03-0,25), Cs (0,03-0,1); в *медных рудах из раннепалеозойских толщ* Sc (3,5-9,0), Ti (400,0-2100,0), V (8,0-60,0), Cr (10,0-43,0), Co (3,0-25,0), Ni (11,0-32,0), Ga (2,5-12,0), Rb (0,1-0,7), Sr (5,0-11,0), Y (1,5-8,5), Zr (15,0-70,0), Nb (1,5-5,0), Cs (0,01-0,15).

Если сравнить содержания вышеперечисленных элементов по типам руд, то в повышенных количествах содержится почти один и тот же ряд микроэлементов в составе Ti, V, Cr, Co, Ni, Ga, Sr, Zr, Y, Nb, которые, по-видимому, можно считать типоморфными примесями.

Содержания благородных металлов в разных типах руд колеблется в широких пределах для золота от 3,2 до 62 гр/т и для серебра от 91 до 500 гр/т.

Руды изученных барит-полиметаллических месторождений имеют сложное двухэтапное и полистадийное образование.

Основными критериями, позволяющими выделить

этапы и стадии минералообразования послужили: характерные текстуры и структуры (структуры пересечения, цементации одних минеральных ассоциаций другими и т.д.); изменение в пространственном распределении минеральных комплексов и слагающих их минералов (в том числе и типоморфные свойства минералов слагающих комплекс); определение вариаций значений сульфидной серы основных минералов комплексов (что дает возможность предположить роль источника); а также расчет температур минералообразования по основным парам, входящим в минеральный комплекс.

Таким образом, первый этап рудообразования, вероятно, был довольно кратковременным и, скорее, имел колчеданно-полиметаллический профиль; второй этап был более долговременным и несколько стадийным, при этом 80% руд изученных месторождений образовывались во вторую стадию второго этапа, носившего барит-полиметаллический профиль.

Минеральный комплекс первого представлен пиритом, халькопиритом, сфалеритом и галенитом (здесь и далее минералы указаны в порядке выделения и распространения). Для первого минерального комплекса весьма характерны брекчиевые и вкрапленные текстуры, структуры – дробления, замещения (сульфиды, образованные в этот этап, зачастую замещаются сульфидами второго этапа). Руды первого этапа слагают не больше 10-15 % от общего объема оруденения.

Второй этап рудообразования был наиболее длительным и продуктивным – здесь происходило отложение около 80 % руд. Этот этап сопровождался тектоническими син- и пострудными подвижками с оживлением разломов и зон трещиноватости.

Первый минеральный комплекс (первой стадии второго этапа) сложен халькопиритом, сфалеритом, галенитом и в меньшей степени пиритом. Для второго этапа в целом характерны текстуры: вкрапленная, прожилково-вкрапленная, прожилковая, массивная; структуры – неравномернoзернистая, мелко-, средне- и крупнозернистая, эмульсионная, колломорфная, коррозионная, дробления, смятия, в меньшей степени замещения.

Второй минеральный комплекс второго этапа (отвечает наиболее длительной стадии) сложен баритом, сфалеритом, галенитом, халькопиритом, тетраэдритом, арсенопиритом, акантитом.

Третий минеральный комплекс второго этапа сложен борнитом, теннантитом, халькозином, в меньшей степени галенитом. Для данного комплекса отмечаются наибольшие содержания золота, нежели чем для других комплексов.

Четвертый минеральный комплекс второго этапа сложен преимущественно нерудными минералами, а именно кварцем, баритом, кальцитом, гематитом и гипсом. Минералы, слагающие комплекс, выполняют трещины, прожилки, а также полости растворения.

На изученных месторождениях довольно интенсивно проявился и пострудный (третий) этап преобразования уже сформированных рудных тел месторождений, выразившийся в частичном их тектоническом и гипергенном преобразовании (Змеиногорское и Стрижковское месторождения).

Средний химический состав основных сульфидов, входящих в выделенные комплексы представлен в (табл. 1).

Таблица 1.

Средний химический состав основных сульфидных минералов I, II, III минеральных комплексов

Минерал	Элементы, масс.%										
	S	Fe	Cu	Zn	As	Se	Ag	Cd	Sb	Pb	сумма
Сульфиды I комплекса (II этапа)											
Пирит	52.8	46.8	–	–	–	–	–	–	–	–	99.6
Х/пирит	34.26	29.7	35.1	–	–	–	–	–	–	–	99.06
Сфалерит	35.02	–	–	64.98	–	–	–	–	–	–	100
Галенит	13.86	–	–	–	–	–	–	–	–	86.06	99.92
Сульфиды II комплекса (II этапа)											
Х/пирит	34.81	31.12	33.78	–	–	–	–	–	–	–	99.71
Сфалерит	34.27	0.29	–	64.16	–	–	–	1.28	–	–	100
Галенит	13.23	0.72	–	–	–	1.05	–	–	–	85.84	100.84
Тетраэдрит	24.72	1.21	38.66	7.34	4.32	–	0-17	–	23.75	–	100
Сульфиды III комплекса (II этапа)											
Борнит	25.51	11.36	62.86	–	–	–	0-5	–	–	–	99.73
Теннантит	30.98	0.63	40.34	7.0	15.47	–	0-4	–	5.96	–	100.38
Х/пирит	35.29	30.34	34.37	–	–	–	–	–	–	–	100
Халькозин	19.8	–	78.0	–	–	–	2.2	–	–	–	100
Галенит	13.72	–	–	–	–	–	1.43	–	–	84.17	99.32

Таблица 2.

Средний изотопный состав основных сульфидов, в выделенных комплексах

Минерал	Характерные структуры и текстуры	Средние значения $\delta^{34}\text{CDT}$, ‰
Сульфиды I комплекса (первая стадия второго этапа)		
Пирит	Прожилковая, вкрапленная, прожилково-вкрапленная, брекчиевая; раздробленная, замещения	-0.2‰
Халькопирит		0‰
Галенит		+0.5‰
Сфалерит		-1.2‰
Сульфиды II комплекса (вторая стадия второго этапа)		
Халькопирит	Массивная	-1.9‰
Галенит		-3.4‰
Сфалерит		-2.3‰
Тетраэдрит		-3.7‰
Сульфиды III комплекса (третья стадия второго этапа)		
Теннантит	Прожилковая, массивная	-12.8‰
Борнит		-8.9‰

Исходя из полученных данных по изотопному составу сульфидной серы (табл. 2), можно видеть, что в процессе рудообразования от начальных стадий к конечным происходила смена источника серы – так в начальном этапе источник был существенно мантийным, тогда как к конечным сменился на коровый.

Температура характеризовалась скачкообразным изменением, так исходя из расчетов температур по природным геотермометрам (хлоритам) образование окolorудноизменных пород происходило при значениях температур от 210 до 250°C; для определения температур рудообразования, по методике (Seal, 2006), использовались пары сульфидов с близкоодновременным образованием и примерно одинаково равновесными условиями отложения, определившими стабильное фракционирование их изотопного состава.

Таким образом вариации температур: по паре пирит – халькопирит (1 стадия 2 этапа) – температура образования была порядка 300-340°C, та же стадия того же этапа температура, определенная по паре сфалерит-галенит колебалась от 300-320°C; температура следующей стадии (2 стадия 2 этапа) определялась по паре сфалерит-галенит и составляла порядка 280-320 °C. К завершающим стадиям температура, вероятно снижалась до 100-120° (Bestemianova, Grinev, 2016).

Таким образом, структурно-тектоническая позиция золото-серебряного барит полиметаллического оруденения Змеиногорского рудного района, согласно регионально геологическим данным и данным о строении рудных полей исследуемых месторождений, определяется следующими факторами: 1) наличием каледонского фундамента и трансгрессивно его перекрывающего девонского вулканогенно-терригенно-осадочного слабоскладчатого чехла; 2) активным проявлением разломной тектоники в приантиклинорной зоне Змеиногорского прогиба; 3) основная рудоконтролирующая роль в Змеиногорском рудном районе принадлежит системе краевых северо-западных разломов и оперя-

ющих их поперечных нарушений, которые на стадии формирования девонских магматитов контролировали размещение вулканогенно-тектонических и вулканогенно-плутонических структур разного ранга; 4) тектонический контроль барит-полиметаллического оруденения Змеиногорского рудного района является определяющим, но в благоприятных условиях он может, и дополняется, литолого-стратиграфическим фактором. Поднимающиеся рудоносные растворы в благоприятных случаях используют литолого-стратиграфические ниши и наряду с вертикальным, получают горизонтальное распространение.

Судя по имеющимся данным тектонические зоны многократно активизировались и сопровождалась синхронными дискретными всплесками рудогенеза, то есть барит-полиметаллическое оруденение района имеет не только многостадийный, но и, полиэтапный характер (выделено два основных этапа и 5 основных стадий). Сложены руды пятью минеральными комплексами (отвечающие стадиям), едиными для изученных месторождений и отражающими пульсационный режим функционирования гидротермально-метасоматического процесса с участием ювенильного и корового источников вещества.

Литература:

1. Бестемьянова К.В., Гринев О.М. Минеральный состав окolorудных метасоматитов барит – полиметаллических месторождений Змеиногорского рудного района (Рудный Алтай) // Новое в познании процессов рудообразования: Четвертая Российская молодежная школа с международным участием. – Москва, 2014. – с.67 – 72.
2. Большой Алтай (геология и металлогения). Геологическое строение. Кн. 1. Под ред. Щерба Г.Н. Алма – Ата: РИО ВАК РК, 1998. – 304 с.
3. Гаськов И.В., Миронова Н.Ю., Перцева А.П. Геохимия руд колчеданно-полиметаллических место-

- рождений северо - западной части Рудного Алтая // Геология и геофизика. – 1988.– № 6.– С. 100 – 109.
4. Горжевский Д.И., Чекваидзе В.Б., Исакович И.З. Типы полиметаллических месторождений Рудного Алтая и их происхождение и методы поисков. – М.: Недра, 1977. – 197 с.
 5. Гринев О.М., Бестемьянова К.В. К вопросу о структурно – тектоническом контроле барит – полиметаллического оруденения Змеиногорского рудного района (Рудный Алтай) // Вопросы науки. – 2015. – Т. 2. – С. 13 – 17.
 6. Гутак Я.М., Валиева Ф.Л., Мурзин О.В. Корболихинская свиты Рудного Алтая и проблема возраста Алейского метаморфического комплекса // 300 лет горно – геологической службе России: история горнорудного дела, геологическое строение и полезные ископаемые Алтая. – Барнаул, 2000. – С. 200 – 205.
 7. Кузнецов В.В., Кудрявцева Н.Г., Серавина Т.В. Металлогения и обстановки локализации колчеданно – полиметаллических месторождений в Российской части Рудного Алтая // Геология, геофизика и минеральное сырье Сибири: тезисы докладов I научно-практической конференции. – Новосибирск, 2014. – Т.1. – С. 83 – 87.
 8. Чекалин В.М. Основные закономерности размещения и принципиальная модель формирования колчеданно - полиметаллических месторождений северо - западной части Рудного Алтая // Геология и геофизика. – 1991.– № 10. – С. 75 – 88.
 9. Щерба Г.Н. Вулканогенная гипотеза происхождения колчеданно – полиметаллических месторождений Рудного Алтая // Проблемы генезиса колчеданно – полиметаллических месторождений Рудного Алтая. – Алма-Ата, 1977. – С.33 – 48.
 10. Щерба Г.Н., Дьячков Б.А., Нахтигаль Г.П. Металлогения Рудного Алтая и Калбы. – Алма-Ата: Наука, 1984. – 240 с.
 11. Bestemianova K.V, Grinev O.M. Steps and stages of ore mineralization of barite – polymetalic deposits at Zmeinogorsk ore district (Rudny Altai) // International School of Earth Sciences. –Moscow, 2016. – P.16 –17.
 12. Patrice De Caritat, Jan Hutcheon and John L. Walshe Chlorite geothermometry // Clays and Minerals. – 1993. – Vol.41, № 2. – P. 219 – 239.
 13. Seal R.R. Sulfur isotope geochemistry of sulfide minerals // Mineralogy and Geochemistry. – 2006. – V. 61. – P. 633 – 677.