

СТАТЬИ

УДК 552.086:553.07:550.93

**МОРФОСТРУКТУРА И ЭТАПНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ
ЗМЕИНОГОРСКОГО БАРИТ-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО
МЕСТОРОЖДЕНИЯ (РУДНЫЙ АЛТАЙ)**

Гринёв О.М., Семиряков А.С., Бестемьянова К.В., Гринёв Р.О.

*ФГАОУ ВО «Национальный исследовательский Томский государственный университет», Томск,
e-mail: tomskgrom@yandex.ru, alexey.semiryakov@mail.ru, ksenijavt@mail.ru, jadestone@yandex.ru*

В работе приводится обзор представлений о геологическом строении Змеиногорского месторождения в разные годы, резко различающихся своей содержательностью и основными рудоконтролирующими факторами, зависящими от преобладающей геотектонической концепции. За основу исследования взяты детальные поисково-оценочные работы 1940-х гг. с масштабными горными и буровыми работами и построенная по их результатам геологическая схема рудного поля. На основе анализа стратиграфии, состава пород, пликтивно-дизъюнктивных деформаций вмещающих осадочных толщ, эффузивных, субвулканических и метасоматических образований, датирования их цирконов U-Pb методом (LA-Q-ICP-MS) предлагается обновленная схема строения рудного поля Змеиногорского месторождения и история его формирования. Структура месторождения имеет вулканотектонический характер, связь с риолитовым куполом, впоследствии эволюционировавшим в зонально-кольцевой посткальдерный комплекс (подобные морфоструктуры центрального типа являются основным поисковым признаком наиболее богатых месторождений смежного Лениногорского рудного района, например Риддер-Сокольного и Ново-Лениногорского месторождений). Рудовмещающие отложения Змеиногорского месторождения деформированы в брахиантиклинальную складку, в замковой части которой первичные осадочные породы почти полностью метасоматизированы до образования вторичных кварцитов. На основе фациального состава, характера залегания, степени дислоцированности и абсолютного возраста стратифицируемых подразделений девона – мельничной и сосновской свит – предлагается уточненная схема стратиграфии Змеиногорского прогиба. В районе имели место несколько этапов вулканической активности: в статье описаны лохков-эмский, эйфельско-живетский, ответственные за формирование вулканических, субвулканических и пирокластических образований района. По петрохимическим особенностям для вулканических образований Змеиногорского прогиба устанавливаются два разноглубинных магматических очага, которые в пределах девона функционировали одновременно. По геохимическим особенностям устанавливаются мантийные метки, позволяющие поднимать вопрос о плюмовой природе магматизма Рудного Алтая.

Ключевые слова: Рудный Алтай, девон, Змеиногорское месторождение, барит-полиметаллические руды, морфотектоника, геохронология, U-Pb, LA-ICP-MS

**MORPHOSTRUCTURE AND STAGES OF THE FORMATION
OF THE ZMEINOGORSK BARITE-POLYMETALLIC DEPOSIT (RUDNY ALTAI)**

Grinev O.M., Semiryakov A.S., Bestemyanova K.V., Grinev R.O.

*National Research Tomsk State University, Tomsk, e-mail: tomskgrom@yandex.ru,
alexey.semiryakov@mail.ru, ksenijavt@mail.ru, jadestone@yandex.ru*

The article presents an overview of ideas about the geological structure of the gold-silver-barite-polymetallic Zmeinogorsk deposit. Geological schemes of different years differ sharply in their content and the main ore-controlling factors, depending on the prevailing geotectonic concept. The study is based on detailed prospecting and appraisal works of the 1940s with large-scale mining and drilling operations and a geological scheme of the ore field built based on their results. An updated scheme of the structure of the ore field of the Zmeinogorsk deposit and the history of its formation is proposed based on the analysis of stratigraphy, rock composition, plicative-disjunctive deformations of wall rock sedimentary, effusive, subvolcanic and metasomatic formations, dating their zircons by the U-Pb method (LA-Q-ICP-MS). The structure of the deposit is volcanic-tectonic in nature, associated with a rhyolitic dome, which subsequently evolved into a zonal-ring post caldera complex (such morphostructures of the central type are the main search feature of the richest deposits of the adjacent Leninogorsk ore district, for example, for Ridder-Sokolny and Novo-Leninogorsk deposits). The wall rock of the Zmeinogorsk deposit are deformed into a brachy-anticline, in the crest of which the primary sedimentary rocks are almost completely metasomatized to the formation of the secondary quartzites. Based on the facies composition, the character of the occurrence, the degree of dislocation and the absolute age of the Devonian stratified units – the Melnichnaya and Sosnovskaya formation – an updated scheme of the stratigraphy of the Zmeinogorsk trough is proposed. Several volcanic activities take place in the area: the article describes Lochkovian-Emsian, Eifelian-Givetian. Volcanic, subvolcanic and pyroclastic rocks are associated with these impulses. According to petrochemical features for the volcanic formations of the Zmeinogorsk trough, two magma chambers of different depths are established, which function simultaneously in the Devonian. According to the geochemical features, the mantle markers are established. They allow us to raise the question of the plume nature of magmatism in the Rudny Altai region.

Keywords: Rudny Altai, Devonian, Zmeinogorsk deposit, barite-polymetallic ores, morphotectonics, geochronology, U-Pb, LA-ICP-MS

Горно-металлургическое производство в регионе началось с обнаружения в 1717–1725 гг. рудоискателями С. Коростелевым и Ф. Комаром богатых медных руд с примесью золота и серебра на г. Змеевой. Открытия сыграли важнейшую роль в освоении недр как Рудного Алтая, так и всей Южной Сибири. Змеиногорское барит-полиметаллическое золото-серебряное месторождение эксплуатировалось с перерывами более двух веков – с 1735 по 1968 г., однако его отвалы, баритовые руды и отходы ЗИФ и сегодня вторично перерабатываются на золото и серебро.

Наиболее крупное и технологичное в промышленном плане Змеиногорское месторождение служило эталоном для разработки поисковых критериев для открытия других барит-полиметаллических объектов. Вместе с тем остаются открытыми ряд вопросов по структуре Змеиногорского рудного поля (ЗРП), возрасту слагающих его пород и этапов проявления вулкано-тектонических процессов, которые можно проецировать на весь Змеиногорский рудный район (ЗРР). Авторы в течение ряда лет разрабатывают тему морфотектоники, магматизма и рудогенеза Змеиногорского и других районов Рудного Алтая, а также их ключевых рудных объектов. Данные наработки вкупе с применением современных изотопно-геохимических методов позволили детально изучить структуру рудного поля, уникального по своему геологическому и историческому значению объекта, существенно уточнить его строение и историю формирования.

Наличие дискуссионных и проблемных вопросов геологического строения, условий формирования и залегания руд в отношении уникального исторического и эталонного объекта просто недопустимо. В связи с этим авторы ставят целью разработку наиболее полной и структурно обоснованной схемы строения и развития Змеиногорского рудного поля на основе детальных полевых наблюдений, минералого-геохимической аттестации и датирования вмещающих и околорудных образований U-Pb методом по циркону.

Материалы и методы исследования

В обзорной части работы авторы опираются на фондовые производственные материалы от середины XX в. до современных. Анализировались опубликованные работы по геологическому строению района. Производились детальные полевые наблюдения

сохранившихся Комисского карьера, карьера Большой разнос и их окрестностей с определением элементов залегания пород, отбором каменного материала с точной геологической и географической привязкой.

Определения петро- и геохимического состава пород методами РФА, ICP-AES и ICP-MS выполнены на оборудовании Томского регионального центра коллективного пользования Национального исследовательского Томского государственного университета. Центр поддержан грантом Минобрнауки РФ № 075-15-2021-693 (№ 13.ЦКП.21.0012).

Изотопный анализ циркона проводился в лаборатории геохронологии и геодинамики НИ ТГУ методом лазерной абляции и масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (LA-Q-ICP-MS) с применением системы лазерной абляции Analyte Excite (Teledyne Photon Machines) с эксимерным лазером (193 нм) и квадрупольного масс-спектрометра с индуктивно связанной плазмой Agilent 7900. Диаметр лазерного пучка – 25 и 35 мкм. Частота импульсов – 8 Гц, плотность энергии – 3,23 Дж/см². Время анализа – 30 с, время измерения фона – 20 с. Используемые международные стандарты цирконов – Temora II и Plešovice. Для определения возраста цирконов отношение ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb не учитывалось, так как оно значимо достоверно только при возрасте более 1 млрд лет, где ошибка определения возраста (1σ) менее 2%. Поэтому для расчета средневзвешенного конкордантного возраста использовались изотопные отношения ²⁰⁷Pb/²³⁵U и ²⁰⁶Pb/²³⁸U.

1. Краткие геологические данные об объекте

1.1. Основные элементы стратиграфии и магматизма рудного поля

Основание стратифицируемого разреза северо-западной части Рудного Алтая формирует терригенно-метаморфогенная *корбалихинская толща*, расчлененная на две подтолщи: в своей верхней части она сложена метапесчаниками с прослоями сланцев и метаалевролитов; в нижней – кварц-эпидот-хлоритовыми, серицит-хлоритовыми, актинолит-хлоритовыми сланцами. Ранее ее возраст определяли как PZ₁, в том числе и при геолкартировании 1:200 000 масштаба [1]. Позднее на основании находок в верхних частях толщи микрофоссилий акритарх и спор папоротниковых ее отнесли к S-D₁. С тех пор при геолкартировании [2] принимают за основу именно силур-раннедевонский возраст.

В основании непосредственно девонского разреза Змеиногорского прогиба, к которому приурочено одноименное барит-полиметаллическое месторождение, залегает *мельничная свита* ($D_{1-2}mn$), по [1] расчлененная на три подсвиты:

– нижнемельничная подсвита (D_1mn_1) – представленная в основании конгломератами, песчаниками, с редкими прослоями лав и туфов кислого и ограниченно основного состава, в большом объеме развиты известковистые алевролиты и аргиллиты. Эмский возраст кремнисто-карбонатных осадков подтверждается остатками флоры и фауны (кораллы, брахиоподы, конодонты);

– среднемельничная подсвита (D_2mn_2), к которой приурочены лавовые и туфовые образования риолитов и риодацитов, с прослоями туфопесчаников и туфоалевролитов;

– верхнемельничная подсвита (D_2mn_3) слагается как осадочными породами – алевролитами, аргиллитами с прослоями известняков, так и вулканогенно-осадочными породами – туфопесчаниками и туфами риолитов.

При последующем картировании [2] мельничная свита расчленяется на две подсвиты: к нижней эмской ($D_{1-2}mn_1$) относятся прибрежно-морские осадки с редкими прослоями туфов кислого и реже основного состава; к верхней эйфель-раннеживетской ($D_{1-2}mn_2$) – тонко- и мелкозернистые морские осадки, лавы риолитов, риодацитов и их туфы.

Мельничная свита относится к первому из пяти выделенных в Рудном Алтае [3] рудоносных геохронологических уровней – эмс-раннеэйфельскому ($D_{1e}-D_{2ef_1}$).

Рудовмещающие отложения мельничной свиты несогласно перекрываются *сосновской свитой* (D_{2ss}) преимущественно вулканогенного состава. Среди вулканогенно-осадочных пород большой стратиграфический объем формируют туфы риолитов. Редки прослои туфоалевролитов и туфопесчаников слабо-среднецементированных. Из магматических пород развиты покровные и потоковые лавы риолитового состава. По данным [2] весь объем свиты приурочен к нижнему живету среднего девона.

Стратифицируемые отложения насыщены гипабиссальными штоками, дайками и силлоподобными субсогласными телами риолитов, трахириолитов и риодацитов мельнично-сосновского комплекса ($\lambda D_{1-2}ms$); штоками и дайками давидовско-каменевского комплекса (β , λD_{2dk}) долеритового

состава, разностями непрерывной базальт-риолит-триахириолитовой серии. Субвулканические образования комплексов пространственно ассоциируют с эффузивно-пирокластическими породами мельничной и сосновской свит.

1.2. Схемы структуры рудного поля Змеиногорского месторождения

Рассмотренные схемы предшественников отличаются друг от друга принципиальными особенностями – определением генетических аспектов рудного поля, детальностью описания геологического строения, включая роль тектонических деформаций, магматизма и метасоматоза, отсутствие представлений о которых искажает понимание поисковых предпосылок и условий локализации руд.

1.2.1. *Схема В.М. Чекалина (1996)*. Наиболее «свежая» и принятая за основу при геолкартировании [1] схема строения рудного поля Змеиногорского месторождения опубликована в 1996 г. [4]. На этой схеме (рис. 1, А) барит-полиметаллическое оруденение имеет исключительно стратиформный характер и располагается в виде линзы внутри разреза верхней алеврито-аргиллитово-известково-кремнистой подсвиты мельничной свиты (D_2mn_3), которая подстилается туфами, лавами риолитов, риодацитов средней (D_2mn_2) и алевролитами, песчаниками и туфами кислого состава нижней подсвиты (D_1mn_1) мельничной свиты. Помимо основного рудного тела В.М. Чекалин выделяет участки развития полиметаллического прожилково-жильного оруденения, приуроченного к стратиформным телам риолитов. Контакты между подсвитами на схеме согласные, стратиграфические, без осложнения их тектоникой и внедрениями магматических пород. Возраст отложений нижедевонских определен на основе наличия эмской морской фауны в глинистых известняках нижней подсвиты, обнаруженной в южной периферии рудного поля (северный берег заводского пруда г. Змеиногорска).

1.2.2. *Схема А.А. Гармаша (1960)*. Более ранняя схема рудного поля опубликована в работе [5] и имеет явно более проявленный тектоно-стратиграфический характер с участием в его строении метасоматических и магматических образований (рис. 1, В). Оруденение на схеме приурочено к апикальным контактовым зонам тела метасоматических микрокварцитов, развитых по аргиллитам и глинистым известнякам нижнемельничной подсвиты (D_1mn_1).

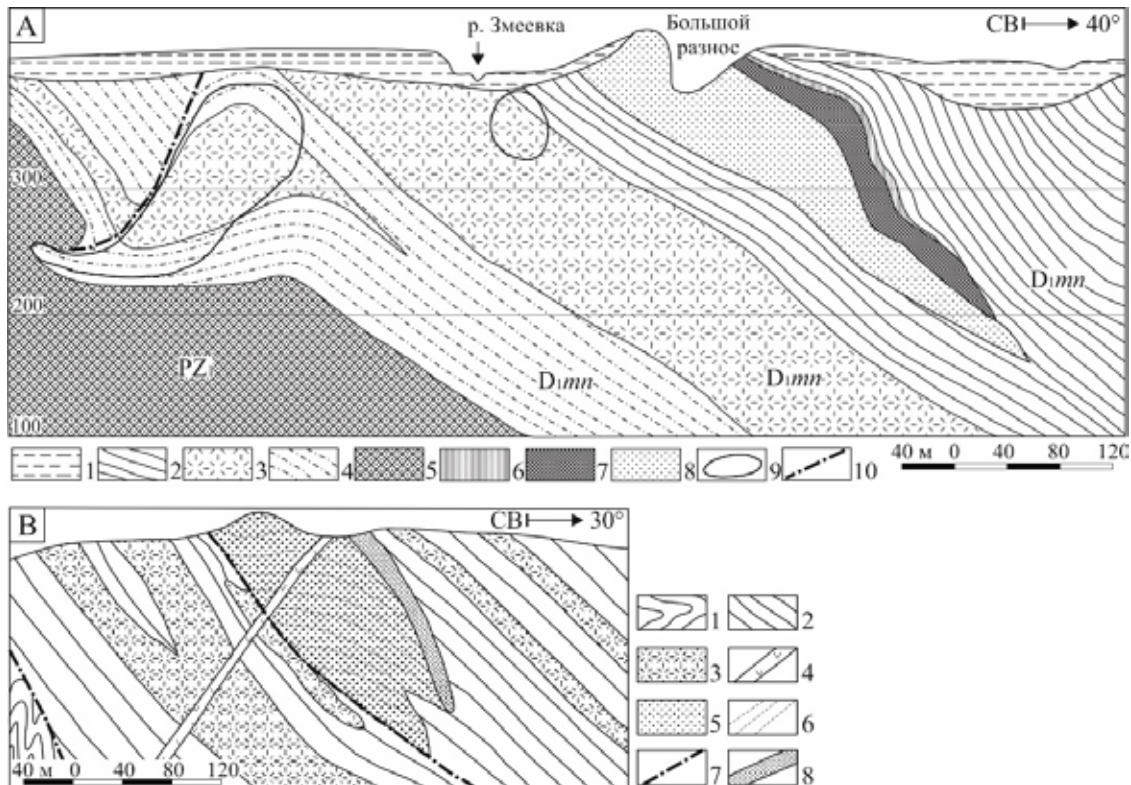


Рис. 1. Схематические геологические разрезы Змеиногорского месторождения с правками авторов.
 А – по представлениям В.М. Чекалина [4]: 1 – рыхлые песчано-глинистые отложения; 2 – алевролиты, аргиллиты известковистые, кремнистые; 3 – туфы, лавы риолитов, риодацитов; 4 – алевролиты, песчаники, туфы кислого состава; 5 – метаморфические сланцы; 6–8 – руды: 6 – баритовые, 7 – золото-серебро-барит-полиметаллические, 8 – золото-полиметаллические; 9 – контур полиметаллического прожилково-жильного оруденения; 10 – разрывные нарушения.
 В – по представлениям А.А. Гармаша [5]: 1 – метаморфические сланцы; 2 – аргиллиты; 3 – туфы и туфобрекчи эффузивов кислого состава; 4 – дайки долеритов и долеритовых порфириров; 5 – микрокварциты; 6 – пластовая отдельность; 7 – тектонические нарушения; 8 – выработанная залежь всячего блока

Микрокварциты образуют в плане расширенное в СЗ направлении линзообразное тело, выклинивающееся в ЮВ направлении и на глубину. С запада оно ограничивается субмеридиональным разломом. Микрокварциты занимают субсогласное положение по отношению к вмещающим известковым аргиллитам и размещаются в замковой части брахиантиклинали. В западной части тела микрокварцитов расположено мелкое штокообразное тело долеритов, от которого веерообразно в восточном, северном и северо-западном румбах распространяются дайки долеритов, секущих микрокварциты и руды. Западный фланг рудного поля слагается горстообразным выступом метаморфических сланцев. Возрастных датировок на схеме не приводится.

1.2.3. *Схема Ф.Н. Вьюнова и Ф.Д. Стаховича (1949).* Как первая, так и вторая схемы противоречат или не учитывают многие

принципиальные особенности строения рудного поля. Наиболее полной и объективной, по мнению авторов, является схема, составленная по материалам доразведки Змеиногорского месторождения конца 1940-х гг. С опорой на фондовые источники (Отчет о разведке Змеиногорского месторождения на Алтае за 1947–1948 гг. / Вьюнов Ф.Н., Стахович Ф.Д. Змеиногорск, 1949. 185 с.) и собственные полевые наблюдения была уточнена схема строения рудного поля Змеиногорского барит-полиметаллического месторождения (рис. 2) и отобрана совокупность проб околорудных и вмещающих толщ месторождения, возраст которых был не определен ранее.

Проведенный морфотектонический анализ космоснимков с наблюдением взаимоотношений основных структурообразующих элементов и образуемых их толщ на местности восстанавливают структуру рудного поля в следующем виде:

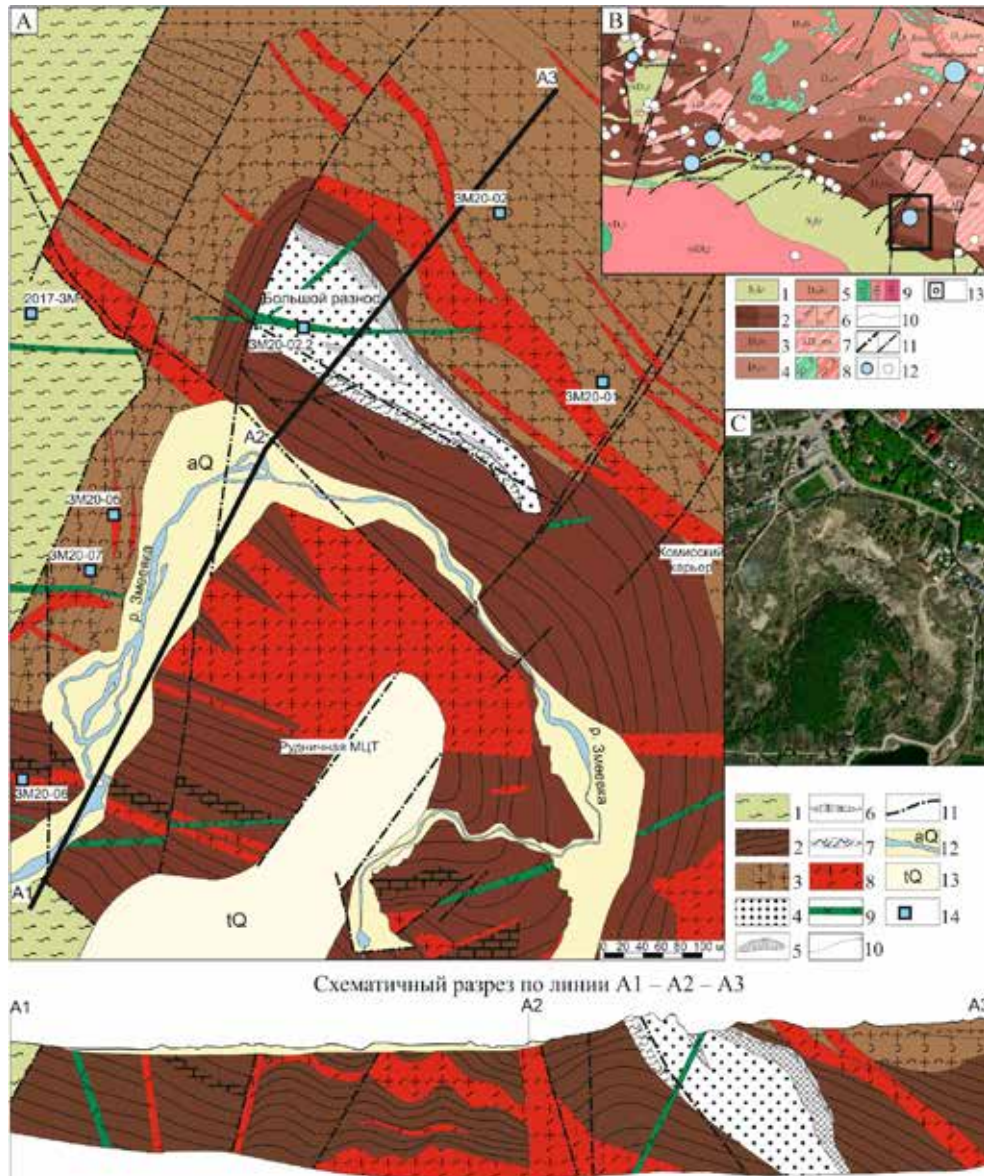


Рис. 2. Геологическое строение Зmeinогорского барит-полиметаллического месторождения на основе «Отчета о разведке Зmeinогорского месторождения на Алтае за 1947–1948 гг.» (Отв. исполн. Ф.Н. Вьюнов, Ф.Д. Стахович, 1949) с изменениями и дополнениями авторов.
 А – Схема строения рудного поля: 1 – метапесчаники и кварц-хлорит-серицитовые сланцы корбалихинской толщи; 2 – эмские морские отложения (алевролиты, аргиллиты, известняки) мельничной свиты; 3 – туфы, туффиты, туфопесчаники, риолиты сосновской свиты (эифель-жцвет); 4 – вторичные микрокварциты; 5 – золото-серебро-барит-полиметаллические руды; 6 – баритовые руды; 7 – барит-кварцитовые брекчии; 8 – потоки, дайковые, силлоподобные и штоковые тела риолитов; 9 – штоки и дайки долеритов; 10 – геологические границы; 11 – разрывные нарушения; 12 – современные аллювиальные отложения р. Змеика; 13 – техногенные отвалы; 14 – места отбора проб на U-Pb датирование (см. в тексте).
 В – схематическая геологическая карта центральной части Зmeinогорско-Зареченского рудного района: 1 – метаморфогенно-терригенная корбалихинская толща; 2 – алевролитисто-глинисто-известковая мельничная свита, расчлененная на нижнюю и верхнюю подсвиты; 3 – вулканогенная сосновская свита; 4 – заводская свита; 5 – давидовская свита; 6 – каменевская свита, расчлененная на нижнюю и верхнюю подсвиты; 7 – мельнично-сосновский субвулканический комплекс; 8 – давидовско-каменевский субвулканический комплекс; 9 – зmeinогорский комплекс габбро-плагιοгранит-лейкогранитовый; 10 – геологические границы; 11 – главные и второстепенные разрывные нарушения; 12 – месторождения, точки минерализации и рудопроявления; 13 – рудное поле Зmeinогорского месторождения.
 С – космоснимок местности (с сервера Марбоx) с границами внутренней кальдерной и средней кольцевой зон зонально-кольцевого посткальдерного комплекса

Западный фланг рудного поля слагается горстообразным выступом сложнодислоцированных (до плейстоценовой) ритмично- и тонкослоистых зеленых кварц-хлорит-серицитовых сланцев, метапесчаников и метааллевролитов, местами интенсивно пронизанных маломощными кварцевыми и кальцитовыми жилами. Контакт зеленых сланцев с девонскими образованиями на всем его простирании тектонический (рис. 2, А).

Южная посткальдерная часть рудного поля слагается мельничной свитой. Разломами субмеридионального, субширотного и диагонального направлений подвита разбита на мозаику тектонических блоков, формирующих структуру типа «разбитой тарелки». Внутренняя часть этой «тарелки» опущена примерно на 60–80 м и имеет размеры ~360×240 м. Основание кальдеры почти по полному кольцу трассируется руслом р. Змеёвки. Обрамляющая ее кольцевая зона гипсометрически приподнята в рельефе и имеет диаметр ~800×600 м. В совокупности они образуют зонально-кольцевой посткальдерный комплекс. На внутренних стенках кальдеры и кольцевой зоны сохранились реликты риолитовой тефры светло-серого цвета, не уничтоженные эрозией. В пределах посткальдерной части рудного поля мельничная свита обильно насыщена послойными силлоподобными и дайковыми секущими телами риолитов.

Руды Змеиногорского барит-полиметаллического месторождения располагаются в северной части кольцевой зоны, где приурочены к ядерной части брахиантиклинали (рис. 2, А, и 3, А), образованной нижнемельничной подсвитой. Структурно они тесно приурочены к кварцитовидному «сердечнику», выполняющему замковую (ядерную) часть брахиантиклинали. Основная рудная залежь свинцово-цинковых руд, с умеренной ролью халькопирита и барита, обрамляла северную периферию кварцитовидного сердечника. Залежь занимала висячее положение в разрезе и на глубину выклинивалась вместе с телом кварцитов. В зоне южного (лежачего) контакта тела кварцитов также отмечены линзы галенит-сфалеритовых руд, аналогичных основному телу.

В настоящее время как барит-полиметаллические руды, так и золотоносные кварциты отработаны и на их месте располагается карьер «Большой разнос». Гипсометрически наиболее высокое положение занимает южная стенка карьера, сложенная грубослоистой нижнемельничной подсвитой известковистых аргиллитов. На начало

отработки верхнюю часть г. Змеиной слагали коренные выступы кварцитов и вздернутый блок нижнемельничной подсвиты. По их контакту проходит разлом запад-северо-западного простирания и развиты барит-кварцитовые брекчии (рис. 3, В), содержащие вкрапленно-шлировое сульфидное оруденение преобладающей медной специализации. Восточная часть этой приразломной брекчиевой зоны хорошо выражена в рельефе в виде отпрепарированной выветриванием гряды. На нижнем уровне карьера в настоящее время видны блоки и останцы не отработанных до конца золотоносных кварцитов и частично окисленных баритовых свинцово-цинковых руд (рис. 3, С).

Западную, СЗ и СВ периферию рудного поля несогласно перекрывают пепловые, туфовые и тефроидные отложения с прослоями тонкого осадочного материала и потоками кислых лав, а также пронизанными секущими и субсогласными риолитовыми телами.

2. Установление сложной блоковой структуры рудного поля, геохимические исследования и U-Pb датирование цирконов позволили расшифровать структурную эволюцию и историю формирования Змеиногорского рудного поля (ЗРП) и Змеиногорского рудного района (ЗРР) в целом. Определяющее значение при этом имели датировки следующих образований:

2.1. Изучение и U-Pb датирование цирконов вмещающих толщ Змеиногорского рудного поля

Для U-Pb датирования были извлечены цирконы из метапесчаников и кварц-хлорит-серицитовых сланцев корбалихинской толщи, туфы риолитового состава мельничной и сосновской свит, малых интрузий риолитового и долеритового состава.

2.1.1. Зеленосланцевая толща додевонского основания района. U-Pb датирование детритовых цирконов из метапесчаников и кварц-хлорит-серицитовых сланцев (рис. 3, D) корбалихинской толщи установило основные рубежи формирования додевонского субстрата, в дальнейшем эродирующегося и формирующего толщу: средний-поздний кембрий (~495 млн лет) и поздний рифей (~805 млн лет) (рис. 4, А). Источником сноса детритовых цирконов в зеленосланцевый резервуар после среднего кембрия наиболее вероятно служили структуры Горного Алтая. В современной геодинамической схеме двум основным пикам накопления цирконов соответствуют океанический (R_3-C_1) и островодужный (C_1-O_1) мегаэтапы развития Горного Алтая.

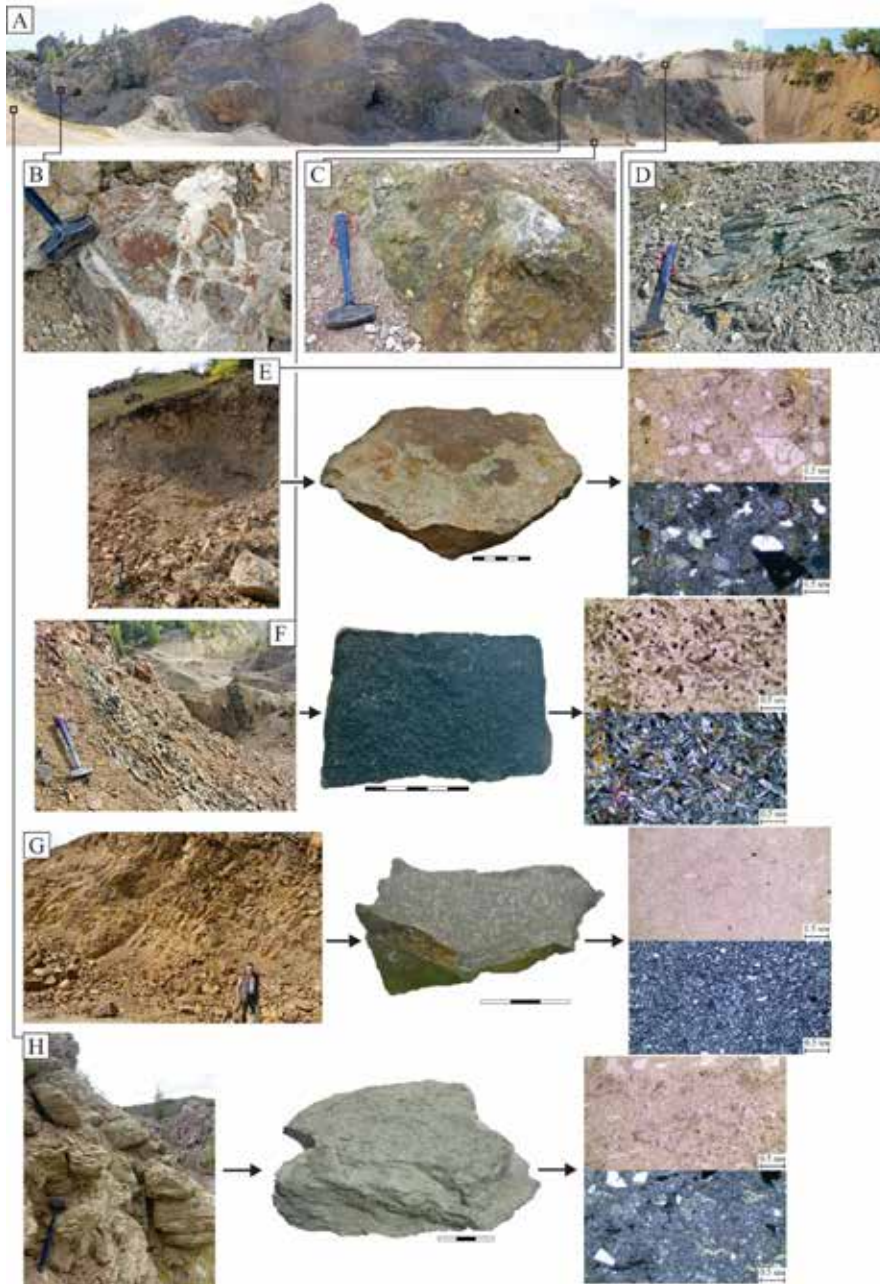


Рис. 3. Основные структурные элементы Змеиногорского месторождения: А – панорама юго-западной стенки карьера Большой разнос с реликтами слоистости нижнемельничной подсвиты и антиклинальным залеганием; В – барит-кварцитовая брекчия из южного фланга кварцитовидного ядра антиклинальной складки; С – окисленный останец полиметаллической руды, выходящий на поверхность на дне карьера; D – кварц-хлорит-серицитовые сланцы, формирующие западный фланг рудного поля; E – туфы риолитового состава верхнемельничной подсвиты; F – штоково-дайковое тело долеритов; G – силлоподобное тело риолитов мельнично-сосновского комплекса; H – риолитовые туфы сосновской свиты, несогласно перекрывающие СВ и СЗ части рудного поля. Цена деления линейки для макроизображений образцов – 1 см

Более древние рубежи корообразования не учитываются, хотя единичные реликтовые цирконы протерозоя-архея проявлены. Ar-Ar датирование серицита из зеленых

сланцев установило позднесилурийский возраст завершающего метаморфизма корбалихинской толщи – 436–421 млн лет (Бестемьянова и др., In Press).

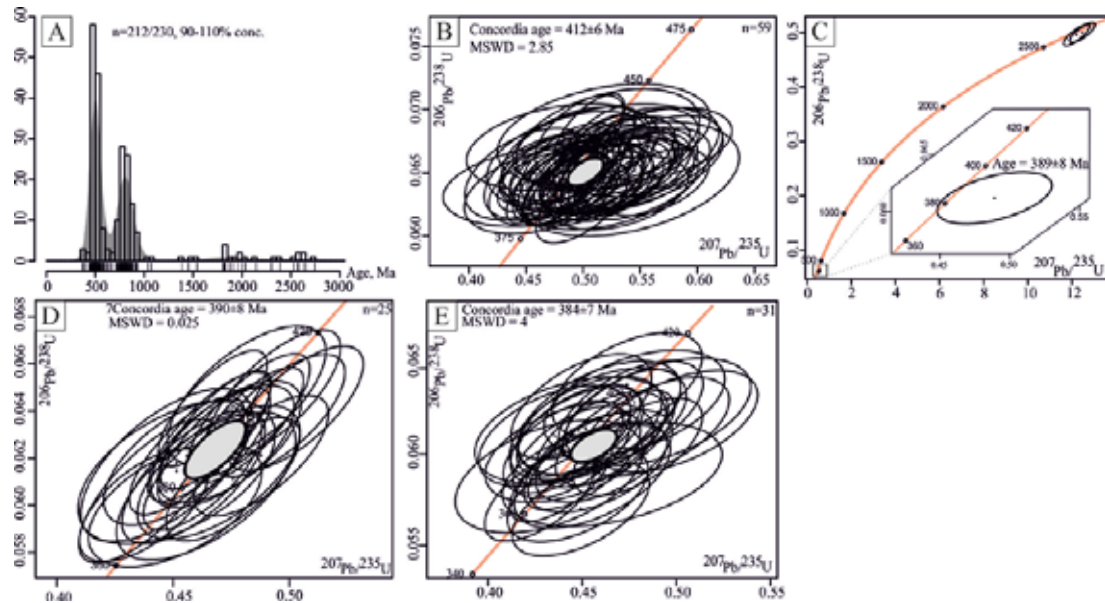


Рис. 4. Результаты U-Pb датирования детритовых и магматических цирконов из пород Змеиногорского рудного поля:

A – гистограмма распределения с плотностью вероятности U-Pb возраста обломочных цирконов зеленых сланцев корбалихинской толщи (90–110% – границы конкордантности возрастов по $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ изотопным системам; 93/102 отношение конкордантных замеров к общему числу); B–E – диаграммы с конкордией для магматических цирконов: B – туфы риолитового состава нижнемельничной подсвиты; C – дайка долеритов, D – силлы ритолитов сосновского комплекса, E – перекрывающие туфы риолитового состава сосновской свиты

2.1.2. *Вулканыты и осадочные породы мельничной свиты.* В пределах ЗРП вулканических образований ранних ярусов девона кроме эмского до наших исследований не было известно. Пользуясь кондиционной геологической картой, мы провели опробование вулканических базальтового, андезибазальтового состава в естественных обнажениях, а также мощных накоплений риолитовых туфов и тефры Зареченского рудного поля, смежного со Змеиногорским. Обломки тефры по большей части кварцевые, реже калиевополевошпатовые и мусковитовые, встречаются обломки кварцитов (рис. 3, E). По окатанности обломки встречаются как угловатые, так и хорошо окатанные, что говорит о перетолжении пепловых масс и участии в осадках терригенного материала. Цемент тефры глинистого состава. Из базальтов и андезибазальтов пока не удалось извлечь цирконы, тогда как из туфов риолитов они были получены в необходимом количестве. Согласно проведенным исследованиям возраст зареченских цирконов из туфов риолитового состава составляет 412 ± 6 млн лет (рис. 4, B), что соответствует верхам лохковского яруса раннего девона.

Доминирующие в разрезах туфы риолитов соседствуют с базальтами, андезибазальтами, терригенно-карбонатными осадками, и по всем признакам представляют нижнюю часть разреза мельничной свиты лохков-пражского интервала. Выше их залегает хорошо проявленная в разрезе ЗРП и других местах рудного района эмская толща кремнисто-карбонатных осадочно-терригенных пород с небольшим участием вулканических основного, среднего и кислого состава и обильной прибрежной фауны. В совокупности эти образования представляют раннедевонский регрессивно-трансгрессивный цикл, подобный и синхронный циклу смежного Коргонского прогиба Горного Алтая, в пределах которого в интервале 416–410 млн лет проявлялся дифференцированный андезибазальт – андезит – андезидацит – дацитовый вулканизм гомодромной направленности, а в интервале 413–404 млн лет происходит внедрение субвулканических интрузий риодацитов – риолитов [6].

В пределах ЗРП эмские отложения мельничной свиты разбиты на мозаику разновеликих блоков с разной амплитудой их вертикального перемещения, в совокупности

представляющих посткальдерную структуру и рудовмещающую брахиантиклиналь с кварцитовидным ядром. Полученные данные заставляют существенно пересмотреть состав и возраст мельничной свиты ЗРР, ограничив его рамками раннего девона, в отличие от данных последних геологических съемок.

2.1.3. Магматиты эйфельско-живетских («мельнично-сосновского» и «давидовско-каменевского») комплексов

Эйфельские туфы риолитов и малые интрузии риолитового и долеритового состава. В карьере Змеиногорского месторождения отчетливо видно, что грубослоистая глинисто-карбонатная толща эмской подсвиты мельничной свиты (с обильной лагунно-морской фауной) несогласно и плащеобразно перекрывается толщиной туфов риолитового состава. Туфы риолитов захоранивают сложнорасчлененный раннедевонской эмской подсвиты, а выше по разрезу приобретают мелкоритмичное строение, хорошо выраженную тонкую слоистость, резко контрастирующую по составу, строению и условиям залегания с подстилающими эмскими образованиями. Согласно схеме стратиграфии последней геологической съемки [2] эти отложения соответствуют верхнемельничной подсвите, эйфельский возраст которой установлен по табулятам, брахиоподам и прочей прибрежно-морской фауне в прослоях известково-глинистых отложений.

В западной и посткальдерной частях ЗРП бурением и горными работами установлены многочисленные силлы и дайки риолитов, субсогласно насыщающие эмскую мельничную свиту и эйфельские вулканогенно-осадочные отложения. Они обладают олигофировой витропорфировой структурой с редкими вкрапленниками кварца до от 0,05 до 0,2 мм, участками наблюдается элементы перлитовой структуры с наличием овальных трещинок в стекле, ориентированных однообразно с удлиненными зернами кварца по типу флюидальности (рис. 3, G). Абсолютный возраст цирконов из них определен как 390 ± 8 млн лет (рис. 2, А, пробы ЗМ21-05 и ЗМ21-06; рис. 4, D), что укладывается в первую возрастную группу конкордантных возрастов (389 и 381 млн лет), установленных [7] методами LA-ICP-MS и SHRIMP-II.

В крайней западной части карьера Змеиногорского рудника предшественниками описан мелкий долеритовый шток с радиально отходящими от него дайка-

ми того же состава. Эти дайки прорываются как кварцитовидное ядро месторождения, так и свинцово-цинковые руды. Порода представляет собой долерит с типичной долеритовой мелкозернистой структурой (рис. 3, F), в которой угловатые промежутки между лейстами плагиоклаза (№ 65–72) выполняют зерна клинопироксена. В породе отмечается обильная вкрапленность пирита 10–15%. Дайки аналогичного состава встречаются и в кольцевой зоне, обрамляющей посткальдерную депрессию (рис. 2, С). Возраст долерита из карьера Большой разнос (рис. 2, А, проба ЗМ21-02.2) составляет 389 ± 8 млн лет, при этом в нем установлены реликтовые зерна архейского возраста – 2659 ± 38 и 2628 ± 38 млн лет (рис. 4, С).

Площадная толща туфов риолитов живета, завершающая разрез ЗРП. Между подстилающими эйфельскими отложениями и перекрывающими площадными отложениями риолитовых туфов стратиграфическим несогласия в пределах ЗРП не наблюдается. Основной объем перекрывающими толщи представлен тонкоплитчатыми тонкослоистыми кристаллолитокластическими туфами кислого состава с гидрохимическим цементом (рис. 3, H). Среди туфов отмечаются маломощные редкие прослои туффитов, песчаников и лав риолитов. Толща перекрывает восточную, северную и западную периферию рудного поля. Обильный выброс пирокластиков и соответствующая вспышка вулканической активности датируется живетским веком – конкордантный возраст цирконов из туфов риолитов определен как 384 ± 7 млн лет (рис. 2, А, пробы ЗМ21-01 и ЗМ21-02; рис. 4, E).

В схеме стратиграфии [1] этому возрастному уровню соответствует сосновская свита. В целом данные толщи в пределах ЗРП представляют большую часть эйфельско-живетского цикла вулканизма среднего девона, в котором явно доминируют туфы кислого состава. Завершается цикл заводской трансгрессивной свитой живетского возраста, озаменованной морской трансгрессией.

2.2. Петро-геохимические особенности пород

Согласно ограниченными данным анализов РФА и ICP-MS изученные эффузивно-пирокластические, дайково-силловые магматиты ранне- и среднедевонского циклов характеризуются следующими особенностями.

Петрохимически вулканыты мельничной свиты представляют собой прерывистую серию от основных до кислых пород

и относятся к трахибазальт-дацит-риолитовой вулканогенно-терригенной формации. На TAS-диаграмме (рис. 5, А) фигуративные точки пород основного состава раннего девона ложатся в секторе трахибазальтов и трахиандезитов, один анализ попадает в сектор базальтов. Салические разновидности занимают сектора трахидацитов, дацитов и редко андезитов. Риолиты раннего девона в основном занимают сектора риолитов и трахириолитов.

Эйфельский долерит из карьера определяется как наименее кремнеземистый трахибазальт, а силлы риолитов этого возраста соответствуют низкощелочным риолитам. При весьма близких возрастных датировках долеритов и риолитов эйфеля состав их резко контрастен. Живетские риолиты сосновской свиты на TAS-диаграмме занимают сектора риолитов и низкощелочных риолитов.

Значимые различия в составе пород проявлены на диаграмме щелочности: вариации щелочности пород здесь имеют весьма широкую амплитуду от существенно Na до K. Раннедевонские базальты характеризуются Na щелочностью, как и долерит эйфеля. Некоторые дациты и андезит раннего девона так же размещаются в секторе Na пород, а другая часть трахиандезитов и дацитов имеет K-Na щелочность. Риолиты раннего девона размещаются главным образом в секторах K-Na и K пород, обнаруживая тем самым явно не выдержанный уровень содержания K, что, видимо, является спецификой их взрывного происхождения. В K-секторе располагаются также риолиты силлов и туфов среднего девона.

Геохимическое сравнение. Прежде всего следует отметить, что относительно реперов OIB и IAB спектры распределения микроэлементов не имеют удовлетворительного сходства (рис. 5, В). Ближе всего породы основного состава соответствуют реперу E-MORB, как по конфигурации спектра, так и по уровню содержания микроэлементов, исключая, конечно, характерные для них пиковые содержания как со знаком «плюс» для Cs, Rb, Ba, Th, U, Ce, Pr, Nd, так и со знаком «минус» для Nb и Ta. При этом следует отметить, что для дайки долерита из карьера уровень концентрации микроэлементов примерно на треть порядка выше, чем у эффузивных разновидностей, и для них и характерны максимумы содержаний Ba, Nb, La, Sr, Zr и минимумы Cs, Rb, Th, Pr, Gd.

Риолиты как раннего, так и среднего девона имеют спектры распределения микро-

элементов наподобие базальтовых, однако их содержания на один-полпорядка превышают базальтовые и осложняются резко выраженными положительными пиками Cs, Rb, Ba, Th, U, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Zr, Hf и других РЗЭ; отрицательными резкими пиками Sr и Ti и умеренными Nb-Ta. Следует отметить, что для субвулканических образований – дайки долеритов и силлы риолитов ярко выражен положительный пик Ba. В количественном отношении уровни концентрации микроэлементов возрастают от риолитов раннего девона к риолитам и их туфам среднего девона.

Спектры распределения РЗЭ со своей спецификой отражают выше изложенные особенности, а также демонстрируют хорошо выраженный умеренный отрицательный минимум содержаний Eu у всех кислых разновидностей и его слабopоложительный пик у долерита. Обычно Eu минимум подобного рода интерпретируется как свидетельство кристаллизационной отсадки плагиоклаза в исходных расплавах, но в случае взрывного извержения, видимо, работает другой механизм.

Отметим также, что спектр распределения микроэлементов кварцитов ядра складки хорошо конформен кислым разновидностям изученных пород, что дает основание связывать их формирование с кислыми магматическими расплавами раннего девона.

В целом можно заключить, что формирование трахибазальтов и долеритов следует связывать с генерацией первичных магм из источника E-MORB литосферной мантии, включая коровый компонент. Источником кислых пород, сохраняющих мантийные метки, являлось, по-видимому, вещество коры, обогащенное эндогенным флюидным потоком, насыщенным по пути следования как мантийными, так и коровыми веществами.

Важную информацию дает анализ диаграммы Конди (рис. 4, С), разработанной для определения источников первичных магм и геодинамических обстановок проявления магматизма. Фигуративные точки составов исследованных пород располагаются в поле плюмовых образований в секторе, характеризующем глубокую деплетированную мантию, примитивную мантию и базальты океанических плато. Составы пород растянуты согласно конфигурации спектра от базальтов океанических плато и примитивной мантии и приближаются к источнику EM-2 (обогащенный мантийный источник) смежного поля OIB.

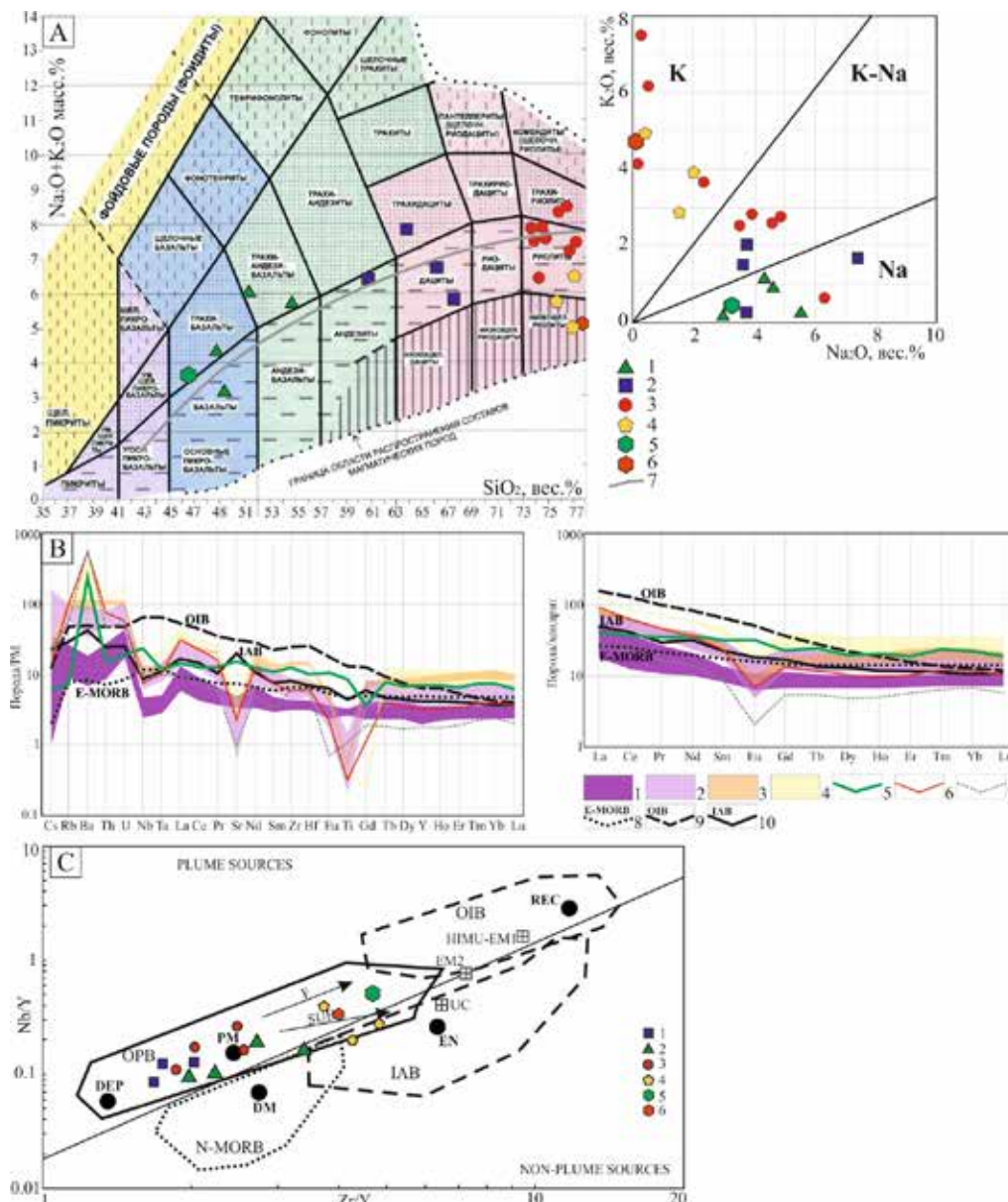


Рис. 5. Вещественный состав эффузивных и субвулканических образований рудного поля Змеиногорского месторождения: А – TAS-диаграмма ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) – SiO_2 и диаграмма щелочности $\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}$: 1–3 – вулканиты мельничной свиты эмса [8]: 1 – базальтоиды, 2 – андезиты, дациты и трахидациты, 3 – риолиты и трахириолиты; 4 – риолиты сосновской свиты живета; 5 – секущий штоково-дайкавый долерит эйфеля; 6 – силлоподобный риолит эйфеля; 7 – геохимический тренд вулканитов мельничной свиты. В – Мультиэлементные спектры (слева) и спектры распределения РЗЭ (справа): 1 и 2 – мельничная свита эмса: 1 – базальтоиды, андезиты, 2 – риолиты, трахириолиты; 3 и 4 – сосновская свита живета: 3 – лавы риолитов, 4 – туфы риолитов; 5 – секущий штоковый и дайковый долерит эйфеля; 6 – силлоподобный риолит эйфеля; 7 – вторичные микрокварциты. Реперные линии: 8 – E-MORB – обогащенные базальты СОХ, 9 – OIB – базальты океанических островов; 10 – IAB – базальты островных дуг. Нормирование на состав примитивной мантии и хондрита по (Sun, McDonough, 1989). С – Диаграмма Конди (Condie, 2005) в осях Nb/Y – Zr/Y для вулканитов Змеиногорского прогиба: 1–3 – мельничная свита эмса: 1 – базальтоиды; 2 – андезиты и дациты; 3 – риолиты; 4 – риолиты и сосновской свиты живета; 5 – штоково-дайкавый долерит эйфеля; 6 – силлоподобный риолит эйфеля. N-MORB – базальты СОХ; OPB – базальты океанических плато; OIB – базальты океанических островов; IAB – базальты островных дуг. PM – примитивная мантия; DM – неглубокая деплетированная мантия; DEP – глубокая деплетированная мантия; EM1 и EM2 – обогащенные мантийные источники; EN, обогащенный компонент; REC – переработанный компонент. Стрелки указывают на эффекты плавления (F) и субдукции (SUB)

Породы образуют две группы: одна из них (большая) тяготеет к ОРВ и РМ, а другая располагается в правой части диаграммы, тяготея к ЕМ-2. Точки располагаются конформно вектору F, отражающему эволюцию состава пород, обусловленную эффектами плавления магматического субстрата. Диаграмма, в частности, хорошо отражает обогащенность состава эйфельских долеритов компонентами ЕМ-2 по сравнению с трахибазальтами раннего девона.

Результаты исследования и их обсуждение

1. Определение возраста зеленосланцевой корбалихинской толщи в 436–421 млн лет (S_{1-2}), а также практически полное сходство внешнего облика и вещественного состава с горноалтайской зеленосланцевой серией смежного региона [9] являются важными фактами для понимания истории и строения земной коры Рудного Алтая. Они свидетельствуют о том, что Рудноалтайский мегапрогиб закладывался на довольно мощной и зрелой гранитно-метаморфической коре, в строении которой, кроме каледонид, участвовали и более древние реликты коровых образований.

По одной из версий [10], зеленосланцевый вулканогенно-осадочный комплекс сводов Рудного Алтая (S_2-D_1), к коим относится и Алейский свод, формируемый корбалихинской толщей, является возрастным аналогом менее преобразованных толщ Коргонско-Маркакольской дуги, а интенсивность метаморфизма в таком случае объясняется высоким тепловым потоком, проходящим через гнейсо-амфиболитовый фундамент.

2. Определение лохковского возраста туфов риолитов смежного со Змеиногорским Зареченского рудного поля (в 5 км к западу от ЗРП) с датировкой в 412 ± 6 млн лет, в совокупности с ограниченно проявленными раннедевонскими трахибазальтами и трахиандезибазальтами – дацитами ЗРР, существенно меняют представления по стратиграфии, магматизму и тектонике раннедевонских событий. Раннедевонская деятельность начиналась не в эмсе накоплением лагунно-морских толщ мельничной свиты [1], а в лохкове и праге довольно мощным вулканотектоническим циклом с доминантой риолитового эксплозивного вулканизма. В ходе этого цикла получила заложение система ортогональных северо-северо-восточных и запад-северо-западных разломов, блоковые и приразломно-склад-

чатые движения и сформировался первый раннедевонский вулканотектонический рельеф Змеиногорского прогиба, представленный купольными и обширными кальдерными морфоструктурами (рис. 2).

Последовавшая за этим эмская трансгрессия моря превратила этот рельеф, окаймлявший Алейский гранитно-метаморфический купол, в прибрежно-лагунную зону осадконакопления. Эмские отложения мельничной свиты формировались именно в подобных палеофациальных условиях, зачастую занимавших посткальдерные провалы, оставшиеся от массовых туфовых риолитовых извержений.

3. К началу эйфельских событий была сформирована общая структура ЗРП, представленная посткальдерной депрессией в поле развития эмской мельничной подсвиты (рис. 2), а также обрамляющей ее приподнятой кольцевой зоной, в которой проявлялись приразломно-складчато-блоковые деформации и кварцевый метасоматоз. В частности, в северной части кольцевой зоны сформировалась брахиантиклиналь и ее кварцитовое ядро, вмещающее барит-полиметаллические свинцово-цинковые руды Змеиногорского месторождения. Это подтверждается Аг-Аг датированием околорудных метасоматитов месторождения, возраст которых определен лохковским и в большей части эмским временем. В пользу эмского возраста руд свидетельствует также пересечение свинцово-цинковых руд в карьере месторождения дайкой долеритов эйфельского возраста.

Эмская толща ЗРП к началу эйфельских событий была существенно подроблена на блоки с амплитудой их смещения от десятков до 100 и более метров, создавшему довольно расчлененный рельеф, подверженный эрозии и выветриванию. В нынешнем положении в пределах ЗРП наиболее высокое гипсометрическое положение занимают горстообразные выступы зеленых сланцев, а также грубослоистых аргиллитомергелистых толщ мельничной свиты эмса. В частности, они слагают южный борт карьера Змеиногорского месторождения. По составу и строению они контрастируют с тонкослоистыми рыжевато-серыми туфами эйфеля, слагающими противоположный северный борт этого карьера (рис. 3, А, Н).

4. В общей схеме рудогенеза Змеиногорского месторождения определенное место занимают кварцит-баритовые приразломные брекчии, приуроченные к запад-северо-западному разлому, срезающему крае-

вую юго-западную часть тела кварцитов. В качестве обломков брекчий выступают окварцованные породы эмской мельничной свиты, халцедоновидные кварциты и тонкозернистые кварциты (рис. 3, В). Цементом брекчий является барит от мелкозернистого агрегата до гигантозернистых пластинчатых кристаллов. В сторону интенсивно трещиноватой эмской толщи мельничной свиты отходят частые жилы баритового состава, содержащие вкрапленно-шлировое галенит-халькопиритовое оруденение, нередко окисленное.

Изучение состава барита из цемента брекчий и сульфидсодержащих жил позволило установить в нем промышленно значимые содержания благородных металлов. В 2000-х гг. О.М. Гриневым в барите без видимых сульфидов было установлено содержание Au от 1,18 до 115 г/т, Ag – от 33 до 550 г/т. Анализом ICP-MS в барите установлены (г/т): Au – 53–19,2; Ag – 491–885; Pd – 0,3–1,05; Pt и Ru – до первых сотен ppm [11]. Формирование баритовых брекчий завершило рудный процесс Змеиногорского месторождения.

5. Погруженные на разную глубину блоки эмской брахиантиклинали и тела кварцитов месторождения несогласно перекрыты туфами риолитов эйфеля, создавшими более сглаженный новый рельеф. Параллельно с формированием эйфельских туфов в пределах ЗРП шло внедрение силлов и даек риолитов и даек долеритов, особенно широко развитых в пределах посткальдерной депрессии и обрамляющей ее кольцевой зоны. Возраст их составляет 390–389 млн лет. В стратиграфической схеме [2] толща эйфельских риолитовых туфов отнесена к верхней подсвите мельничной свиты. Однако, учитывая резкое несогласие между эмской мельничной свитой и эйфельскими слоями туфов, логичнее эти слои рассмотреть в составе нижней подсвиты сосновской свиты, а согласно перекрывающие их слои риолитовых туфов с датировкой 384 ± 7 млн лет (середина живета), представляющие, считать верхней подсвитой сосновской свиты.

6. Проведенное геохимическое изучение магматических и околорудных пород ЗРП позволило установить весьма важные их особенности, не известные широкому читателю. Основная суть полученных данных заключается в следующем.

Вулканиды между собой обнаруживают признаки генетического родства, но разные уровни содержания редких и редкоземель-

ных элементов, наиболее высокие в кислых членах ассоциации. Относительно реперов OIB и IAB спектры распределения микроэлементов не имеют удовлетворительного сходства за исключением некоторых пиковых значений, например, Nb–Ta минимум, характерный для IAB. Для пород характерны низкие уровни содержания микроэлементов, за исключением Cs, Rb, Ba и Th. Характерны также Eu минимум у пород кислого состава и весьма слабое превышение содержаний легких РЗЭ над средними и тяжелыми при общем низком уровне их содержаний.

Наибольшее совпадение по уровню и распределению микроэлементов наблюдается с репером E-MORB. Диаграмма La/Yb – Zr/Nb также подтверждает близость мельничных вулканитов к источнику E-MORB [8]. На диаграмме Конди в осях Nb/Y – Zr/Y (рис. 5, С) рой фигуративных точек изученных пород располагаются в поле плюмовых образований, в секторе OPB – PM, растянутом в направлении EM-2 смежного поля.

Таким образом, имеющиеся ограниченные данные, тем не менее, однозначно свидетельствуют о плюмовой нижнемантийной природе магматизма ЗРП. Мы предполагаем генерацию пород из двух разноглубинных очагов: мантийного, генерирующего трахибазальты, трахиандезибазальты, базальты; и корового, производящего крупные объемы лав и туфов кислого состава, главным образом риолитового. О наличии двух магматических очагов с формированием пород основного состава из более глубинного из них также говорится в работе [12], посвященной вулканизму смежного Лазурского рудного поля. Связующим звеном между этими очагами, как можно предположить, являлся мощный глубинный газово-флюидный поток, приносящий тепло плюма на уровни генерации магматических продуктов и соответствующее обогащение верхней коровой зоны флюидно-магматической колонны элементами рудного гидротермального комплекса мантийной и коровой природы.

Заключение

Наиболее объективно отражающей строение ЗРП является схема Ф.Н. Вьюнова и Ф.Д. Стаховича (1949), взятая за основу в настоящей работе. Геохимические и изотопно-геохимические исследования магматических и околорудных образований, играющих ключевую роль для расшифровки структуры и истории ЗРП и ЗРР, позволили значительно конкретизировать и допол-

нить данные предшественников. Основное значение при этом имеют следующие факты и вытекающие из них следствия:

1. Зеленосланцевые плейчато-тонко-слоистые толщи западной части ЗРП и ряда других месторождений ЗРР геохимически и литологически почти идентичны зеленосланцевой горноалтайской серии. Они датируются силуром (436–421 млн лет) и слагают мощный каледонский цоколь додевонского этапа развития Рудно-Алтайского мегапрогиба.

2. Эмская история раннего девона ЗРП и ЗРР должна быть дополнена событиями и процессами лохковского и пражского веков, в ходе которых сформировались терригенно-вулканогенные толщи трахибазальтов-дацитов и доминирующих туфов риолитового состава. В связи с полученными датировками туфов риолитов возрастом 412 ± 6 млн лет предлагается их, а также ограниченно развитые туфогенно-вулканогенные образования трахибазальт-дацитового состава отнести к нижней подсвите мельничной свиты. В совокупности с эмской лагунно-прибрежной подсвитой они представляют раннедевонский регрессивно-трансгрессивный вулканотектонический цикл ЗРР.

3. В эйфеле в Змеиногорском и Золотушинском прогибах проявляются процессы вулканизма и внедрения гипабиссальных интрузий преимущественно риолитового состава, характеризующиеся возрастом 390 ± 8 млн лет, которые параллелизуются с плагиигранитами алейского комплекса: время становления и высокая степень геохимического сходства [13] говорит об их комагматичности.

4. На основании определения эйфельского возраста туфов риолитов, с угловым и стратиграфическим несогласием перекрывающих эмские отложения мельничной свиты, убрать из состава верхней подсвиты мельничной свиты и поместить в качестве нижней подсвиты в состав сосновской свиты эйфеля. Туфогенно-осадочную толщу нижней сосновской свиты живета, с определенным возрастом в 384 ± 7 млн лет, считать верхней подсвитой сосновской свиты. В совокупности с вышележащей заводской трансгрессивной свитой они составляют среднедевонский регрессивно-трансгрессивный цикл ЗРР.

5. На основании структурных взаимоотношений, особенностей размещения и Ag-Ag датирования, возраст оруденения ЗРП определяется как пражско-эмский. Это подтверждается также фактом пере-

сечения эйфельской дайкой долеритов баритсодержащих галенит-сфалеритовых руд в карьере Змеиногорского месторождения. Наиболее поздним актом рудогенеза ЗРП является формирование кварцит-баритовых брекчий и связанных с ними баритовых жил с вкраплениями сульфидов и галогенидов серебра, содержащих промышленные содержания Au, Ag и некоторых платиноидов. Их можно рассматривать в качестве самостоятельного барит-благороднометаллического подтипа барит-полиметаллической формации Рудного Алтая.

6. Имеющиеся данные РФА и ICP-MS по ранне- и среднедевонским магматитам однозначно свидетельствуют о плюмовой природе магматизма ЗРР. В качестве основного источника исходных расплавов выступает примитивная мантия и обогащенная мантия (E-MORB). Это довольно неожиданно, учитывая крупные объемы изверженных туфов кислого состава – риолитов, трахириолитов (от тефры до лав). Как магматиты основного состава, так и кислого обладают геохимическими родственными чертами, тем не менее они вряд ли могут быть производными одного магмагенерирующего очага. При этом следует предполагать генерацию малых объемов основных пород из литосферной мантии, а крупнообъемных туфовых извержений – из вещества консолидированного корового слоя. Связывающим мостом между ними является специфический и мощный флюидный поток, как главный поставщик глубинного мантийного тепла и определенного набора вещества мантии и коры, сформировавшего как петро-геохимический облик магматитов, так и пневматолито-гидротермальных рудоносных систем.

Возможно, что магматизм Рудного Алтая согласно классификации Шеца [14] следует отнести к континентальной эктрузивной крупной риолитовой провинции (LRPs) с незначительной ролью базитовой составляющей. Доминанта плюмовой производной магматизма ЗРР способна внести серьезные коррективы в существовавшие ранее представления о геодинамической позиции Рудно-Алтайского мегапрогиба, но после вовлечения в анализ более объемного блока данных по девонскому магматизму этой региональной структуры. Плюмовая природа магматизма Рудного Алтая является вполне вероятной в свете фактических данных о необходимости выделения девонского горячего поля мантии и соответствующей Рудно-Алтайской КИП Северной Евразии [15].

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 20-35-90036, а также в рамках Госзадания Минобрнауки РФ № 0721-2020-0041.

Список литературы

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. 2-е изд. Серия Алтайская. Лист М-44-ХI (Змеиногорск). Объяснительная записка / Составители: О.В. Мурзин, В.М. Чекалин, Н.В. Сыроежко, Л.И. Кочуркова, Н.В. Карташова, В.А. Жданов; ред.: Я.М. Гутак. СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕЕИ, 2001. 174 с.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. 2-е изд. Серия Алтайская. Лист М-44-ХI (Змеиногорск). Объяснительная записка / Составители: С.И. Федак, Ю.А. Туркин, П.Ф. Селин, В.А. Кривчиков, Г.Г. Русанов, Л.П. Карабицина, Г.А. Поважук; редактор: В.М. Исаков. М. – СПб., 2008. 263 с.
3. Чекалин В.М., Дьячков Б.А. Рудноалтайский полиметаллический пояс: Закономерности распространения колчеданного оруденения // Геология рудных месторождений. 2013. Т. 55. № 6. С. 513–532.
4. Чекалин В.М. Геолого-генетическая модель Змеиногорского золото-серебро-барит-полиметаллического месторождения (Рудный Алтай) // Руды и металлы. 1996. № 6. С. 55–65.
5. Гармаш А.А. Особенности структуры Змеиногорского месторождения на Алтае // Основные вопросы и методы изучения структур рудных полей и месторождений. М.: Геолтехиздат, 1960. С. 566–581.
6. Куйбида М.Л. Базальтовый вулканизм системы островная дуга – задуговый бассейн (алтайская активная окраина) // Тихоокеанская геология. 2019. Т. 38. № 3. С. 108–120.
7. Куйбида М.Л., Тимкин В.И., Кривчиков В.А., Мурзин О.В., Крупчатников В.И., Попова О.М., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Куйбида Я.В., Шокальский С.П., Гусев Н.И., Комия Ц. (Komiya T.), Аоки Ш. (Aoki S.), Сун М. (Sun M.), Нарыжнова А.В. Среднепалеозойские риолиты Горного и Рудного Алтая: возраст и особенности состава // Доклады Академии наук. 2019. Т. 487. № 5. С. 532–537.
8. Гринёв О.М., Бестемьянова К.В., Гринёв Р.О. Морфоструктуры и вещественный состав эмс-раннеэфельских вулканитов Змеиногорского рудного района (Рудный Алтай) // Петрология магматических и метаморфических комплексов: материалы IX Всероссийской петрографической конференции с международным участием (Томск, 28 ноября – 2 декабря 2017 г.). Томск: Изд-во Томского ЦНТИ, 2017. С. 118–127.
9. Семиряков А.С., Бестемьянова К.В. Проблема возраста терригенно-метаморфогенной корбалихинской толщи Змеиногорского рудного района (Рудный Алтай) // Азимут геонаук. Вып. 1: материалы Междисциплинарной молодежной научной конференции «Азимут ГЕОнаук – 2020» (Томск, 18–19 ноября 2020 г.). Томск: Изд-во Томского ЦНТИ, 2020. С. 89–92.
10. Козлов М.С. Условия формирования Рудноалтайской металлогенической провинции // Геология рудных месторождений. 2015. Т. 57. № 4. С. 299–326.
11. Semiryakov A.S., Grinev O.M., Bestemyanova K.V., Grinev R.O. Mineralogy and prospect of noble metals of gold-bearing ore breccias from ore fields of polymetallic deposits of Ore Altai // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. 2019. Vol. 319. P. 1–9. DOI:10.1088/1755-1315/319/1/012018.
12. Серавина Т.В., Кузнецова С.В., Филатова Л.К. Особенности вещественного состава вмещающих пород и руд Лазурского рудного поля (Змеиногорский рудный район, Рудноалтайская минерагеническая зона) // Отечественная геология. 2021. № 3–4. С. 36–47. DOI:10.47765/0869-7175-2021-10020.
13. Куйбида М.Л., Крук Н.Н., Шокальский С.П., Гусев Н.И., Мурзин О.В. Надсубдукционные плагиограниты Рудного Алтая: возраст и особенности состава // Доклады Академии наук. 2015. Т. 464. № 3. С. 317–322.
14. Sheth H.C. «Large Igneous Provinces (LIPs)»: Definition, recommended terminology, and a hierarchical classification. Earth-Science Reviews. 2007. Vol. 85. P. 117–124. DOI:10.1016/j.earscirev.2007.07.005.
15. Гринёв О.М., Ярмолюк В.В., Эрнст Р.Э., Воронцов А.А. К проблеме выделения горячего поля мантии Северной Евразии // Динамика и взаимодействие геосфер Земли. Материалы Всероссийской конференции с международным участием. Том I. Томск: Изд-во Томского ЦНТИ, 2021. С. 42–46.