

УДК 553.411 (470.5)

РУДНОАЛТАЙСКИЙ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЙ ПОЯС (РОССИЯ, КАЗАХСТАН) И ФАКТОРЫ ЕГО ФОРМИРОВАНИЯ

©2024 г. И. В. Викентьев¹, *, М. Л. Куйбида², В. А. Яковлев², Я. Ю. Шелепов², А. В. Чугаев¹

¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
Старомонетный пер., 35, Москва, 119017 Россия

²Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН,
пр. Акад. Коптюга, 3, Новосибирск, 630090 Россия

*E-mail: viken@igem.ru

Поступила в редакцию 29.09.2023 г.

После доработки 20.08.2024 г.

Принята к публикации 30.08.2024 г.

Представлены современный металлогенический обзор Рудного Алтая и результаты изучения пород базитового ряда, связанных с антидромной контрастной базальт-риолитовой формацией, которая проявилась как следствие рифтогенных процессов. В пределах Рудноалтайского полиметаллического пояса выделяется две линейные металлогенические подзоны, вытянутые в северо-западном направлении. Основной является Змеиногогорско-Зырянская подзона: она включает 2/3 месторождений всего пояса, 3/4 запасов Zn, Pb, Cu и 4/5 запасов Au и Ag, которые ассоциируют с базальт-риолитовой формацией эмс-живетского возраста. Приртышская металлогеническая подзона — менее значимая — простирается к юго-западу от нее, тяготея к Иртышской зоне смятия, и сложена в основном образованиями базальт-риолитовой формации эйфельско-раннефаменского возраста. Становление в девоне бимодальной вулканической ассоциации шло на фоне транстензионного режима деформирования (растяжение со сдвигом), с формированием бассейнов “pull-apart”. С учетом кинематических характеристик и пространственного положения разломов девонскую архитектуру Рудноалтайского блока можно рассматривать как комбинацию “negative flower (tulip)” структур. Анализ индикаторных редкоэлементных характеристик в породах базитового ряда указывает, что их инициальные родительские магмы являлись продуктом частичного плавления метасоматизированной литосферной мантии. Изотопные Pb-Pb реконструкции для источника рудного свинца в совокупности с выдержанностью его изотопного состава также позволяют в качестве его источника рассматривать литосферную мантию. Мантийный источник последующих базитовых фаз, вероятнее всего, соответствовал веществу астеносферы, которая должна была подняться до уровня глубинности предшествующей области плавления. Генерация существенных объемов кислых вулканических серий, с которыми генетически связаны главные колчеданно-полиметаллические месторождения, вероятнее всего, была связана с масштабным плавлением достаточно мощного терригенного осадочного чехла додевонского палеошельфа под воздействием мантийных магм. Смена типов девонского оруденения рассматривается как следствие изменения характера вулканизма, инициированного синсдвиговым растяжением земной коры. Это соответствует представлениям о формировании колчеданных рудообразующих систем в вулканогенных формациях (VMS) в связи с периодами гидротермальной активности при апвеллинге базитовых магм в обстановках растяжения. Антидромная природа развития магматизма обусловила направленную эволюцию металлогении региона, выражающуюся в смене барит-полиметаллических и полиметаллических месторождений на эмско-эйфельском этапе (Зырянское, Тишинское, Риддер-Сокольное), колчеданно-полиметаллическими на живетском этапе (Белоусовское, Таловское) и затем медноколчеданными на франско-раннефаменском этапе (Камышинское, Николаевское). Полученные результаты согласуются с моделью развития окраинных задуговых бассейнов, когда в процессе их постепенного расширения и отката субдуцирующей плиты происходит подъем мантийного диапира, вследствие чего нижнелитосферные очаги базитового магматизма сменяются астеносферными.

Ключевые слова: колчеданные месторождения, рифтогенез, базальт-риолитовая формация, островная дуга, петрогеохимия, изотопный состав Pb, литосферная мантия

DOI: 10.31857/S0016777024060016, EDN: webwnb

ВВЕДЕНИЕ

Рудный Алтай — линейная зона северо-западного простирания в юго-западном обрамлении Алтае-Саянской складчатой системы, в области ее перехода к герцинидам Казахстана. Рудноалтайский полиметаллический пояс является важнейшей горнорудной провинцией России и Казахстана. На территории Рудного Алтая известно более тысячи рудных объектов, в том числе свыше 70 промышленных. Наиболее крупные из них Риддер-Сокольное и Тишинское месторождения расположены в пределах Лениногорского рудного района. Последний всегда был ключевым при разработке концепций генезиса колчеданного рудообразования: (1) вулканогенного, преимущественно гидротермально-осадочного, начиная с 50-х годов XX века (Шадлун, 1951; Вейц, 1953; Щерба, 1983, Еремин, 1983 и др.); (2) эпигенетического, связанного с поздними гранитоидами и дайками пестрого состава — в первой половине и, особенно, в середине столетия (Пилипенко, 1915; Падалка, 1929; Иванкин, 1954; Сатпаев, 1954/1999; Каюпов и др., 1957 и др.). Колчеданно-полиметаллические месторождения Рудного Алтая в подавляющем большинстве случаев приурочены к вулканическим, субвулканическим и вулканогенно-осадочным породам девонской контрастной базальт-риолитовой формации и к ассоциирующим с ними осадочным отложениям.

Планомерное геологическое изучение Рудного Алтая было начато лишь в послереволюционный период с мелко- и среднемасштабных геологических съемок В.К. Котульского и И.Ф. Григорьева (Котульский, 1919). Последний проводил здесь интенсивные работы с 1918 г. вплоть до 1930-х гг.; возглавлял и направлял исследования в годы первых пятилеток (Григорьев, 1927, 1932, 1934); в годы Великой Отечественной войны он руководил Казахским филиалом АН СССР и мобилизацией природных ресурсов Казахстана на нужды обороны. В это время были выполнены первые обобщения (Григорьев, 1940; Яковлев, 1955, 1957). В 1970–77 гг. на Рудном Алтае под общей координацией Д.И. Горжевского и Г.Ф. Яковлева шел наиболее крупный и важный по результатам этап прогнозно-металлогенических исследований. Проводились работы по составлению прогнозной карты Рудного Алтая — это более 60 листов масштаба 1 : 50000, охватывающих его важнейшие районы. В этой колоссальной по объему работе приняли участие коллективы местных геологических организаций

Восточно-Казахстанского и Западно-Сибирского геологических управлений, а также из МГУ, ЦНИГРИ, МГРИ, ИМГРЭ, ГЕОХИ РАН, ВСЕГЕИ, ИГН им. Сатпаева, КазИМСа и др.

Впервые важное место в комплексе прогнозных исследований занял палеовулканонологический анализ, была признана необходимость составления структурно-формационных карт как основы прогнозирования, с элементами палеовулканонологических реконструкций (Старостин и др., 1973; Вулканогенные..., 1978; Яковлев, 1984). Результаты этих работ и последующие этапы реализации прогнозов наглядно показали ведущую роль в размещении колчеданно-полиметаллических месторождений вулканогенных и вулканотектонических факторов (Авдонин, 1981; Трофимов, 1981; Палеовулканонологический..., 1984; Викентьев, 1986). Ключевым результатом стало открытие в Лениногорском рудном районе месторождений Ново-Лениногорское, Чекмарь, Анисимов Ключ и Снегирихинское, а также новых месторождений и крупных рудных залежей на флангах ранее известных месторождений в других районах Рудного Алтая. В то же время существенное значение придавалось и рассмотрению структурно-тектонических критериев размещения оруденения (Горжевский и др., 1977; Демин, Демина, 1985; Дергачев, Старостин, 1988; Yakubchuk et al., 2005), которое являлось развитием многих прежних представлений (Нехорошев, 1938; Яковлев, 1957; Иванкин, 1957 и др.). С самых ранних работ было обращено внимание на существенный метаморфизм большей части колчеданных месторождений Алтая: региональный, тесно связанный с формированием зон смятия (Шадлун, 1951; Щерба, Паталаха, 1966; Старостин и др., 1973, 1989; Викентьев, 1987; Vikentyev, 1995) и контактовый (Демин, Ловчук, 1971; Yakovlev et al., 1977).

Детали процесса колчеданного оруденения продолжают оставаться предметом дискуссии, особенно природа рудоносного вулканизма (Проблемы генезиса ..., 1977; Вулканогенные ..., 1978; Промыслова, 2005; Большой Алтай ..., 2000; Кузнецов и др., 2019; Куйбида и др., 2019; Кудрявцева и др., 2022). Большинство полиметаллических месторождений Рудного Алтая рассматриваются как близкий аналог объектов типа Куроко (Еремин, 1983; Викентьев, 2004; Дьячков и др., 2009; Масленников и др., 2015; Гасков, 2015), возникших в связи с формированием гидротермальных полей в обстановках субмаринного растяжения внутريدуговых рифтов или же задуговых бассейнов (Geology of Kuroko deposits, 1974).

ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКИЙ ОБЗОР РУДНОГО АЛТАЯ

Территория исследований расположена в западной части Алтае-Саянского сектора Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) или Алтайского тектонического коллажа – Алтаид (Зоненшайн, Кузьмин, 1992; Şengör et al., 1993; Добрецов и др., 1994; Берзин, Кунгурцев, 1996; Владимиров и др., 2003; Seltman et al., 2007; Windley et al., 2007; Буслов, 2011; Ярмолюк и др., 2013; Xiao, Santosh, 2014 и др.). Рудноалтайский блок представляет собой фронтальную часть девонской активной окраины, ограниченную Иртышской сдвиговой зоной от фрагмента плиты Иртыш-Зайсанского палеоокеана и Северо-Восточной зоной смятия – от надвинутых со стороны Сибирского континента тектонических блоков Горного Алтая. К началу девонской тектоно-магматической активизации регион существовал как часть обширного, террасированного погруженного материково-шельфового бассейна в пределах пассивной окраины Сибирского континента (Елкин и др., 1994; Filippova et al., 2001). С позиции тектоники плит заложение вулканического пояса произошло на сегменте пассивной окраины с энсиматическим основанием, состоящим из каледонских океанических и островодужных фрагментов, вошедших в состав террейно-орогенного обрамления Сибирского континента на предыдущем аккреционно-коллизиионном этапе. Глубинные геофизические исследования показывают под Рудным Алтаем увеличенный “базальтовый” слой (28–36 км), сокращенный “гранитный” слой (8–14 км) с признаками базификации и гребневидный выступ границы Мохо СЗ простирания (Вулканогенные..., 1978; Щерба и др., 1984), что позволяло предположить астеносферный апвеллинг, связанный с растяжением континентальной литосферы (Большой Алтай..., 1998, 2000).

Несмотря на противоречия в интерпретации геодинамической природы Рудного Алтая (Филатов, Ширай, 1975; Вулканогенные..., 1978; Ротараш и др., 1982; Авдонин и др., 1987; Гаськов и др., 1991; Елкин и др., 1994; Берзин, Кунгурцев, 1996; Караулов, 1997; Миронов и др., 1998; Демина, Промыслова, 2002; Промыслова, 2005; Wu et al., 2015; He et al., 2015; Ma et al., 2018; Kuibida et al., 2020), общим для представлений большинства авторов являлся вывод о последовательности от инициального рифтогенеза (D_{1-2}) к формированию островной дуги (D_3-C_1). Однако, с точки зрения предлагаемых моделей,

осталось необъяснимым, чем был обусловлен инициальный бимодальный вулканизм Рудного Алтая (ранний-средний девон), развивавшийся в рифтогенной обстановке на фоне общего погружения мелководно-морского бассейна. Предшествующие островодужные ассоциации отсутствовали. При этом в позднем девоне на месте рифтогенного бассейна Рудного Алтая формировалась островная дуга с андезитовым вулканизмом (Вулканогенные..., 1978; Большой Алтай..., 1998, 2000). В этом контексте развитие бимодального вулканизма является обычным явлением обстановок растяжения, в то время как развитие андезитов обычно соответствует геодинамическим условиям сжатия (Геодинамические..., 1989; Зоненшайн, Кузьмин, 1992; Turcotte, Schubert, 2014).

С позднего живета на Рудном Алтае наиболее отчетливо проявился режим растяжения, сопровождавшегося заложением грабеноподобных прогибов, ограниченных генеральными системами северо-западных и субширотных линейных тектонических зон (Starostin et al., 1989; Викентьев, 1994, 2004; Государственная..., 2001; Владимиров и др., 2003; Основы прогноза..., 2019). Первые из них, соответствующие Иртышской и Северо-Восточной сдвиговым зонам, вероятно, были сформированы еще на стадии заложения активной окраины, поскольку контролируют размещение девонских вулканических поясов (Вулканогенные..., 1978; Авдонин и др., 1987). Формирование опережающих субширотных разломов начало происходить на рубеже между живетом и франом, о чем свидетельствует пространственно-временная связь с ними крупных рудных узлов, образованных на пересечении границ ромбовидных структур (Большой Алтай..., 1998), но не исключается и их более раннее заложение (Авдонин, 1981; Палеовулканологический..., 1984).

Отметим также, что во многих работах последних десятилетий среднепалеозойская эволюция Иртыш-Зайсанского палеоокеана и Алтайской активной окраины Сибирского континента так или иначе связывалась с геодинамическими режимами косоориентированной конвергенции (Şengör et al., 1993; Добрецов и др., 1994; Буслов и др., 2003). По определению (Большой Алтай..., 1998), пассивная окраина еще до девонской активизации была “волочащейся”, что согласуется с представлениями о дрейфе и вращении Сибирского континента (Метелкин и др., 2012). По мнению (Демина, Промыслова, 2002), а вслед за ними и других (He et al., 2015; Wu et

al., 2015; Ma et al., 2020), в девоне здесь была реализована рифтогенная обстановка с погружением срединно-океанического хребта. В других представлениях существовало отождествление с рифтогенезом энсиалической островной дуги Рюкю и трогом Окинава, или проводилась параллель с грабеном Таупо на о. Северный в Новой Зеландии. Также обсуждалась (Еремин, 1983; Миронов и др., 1998) аналогия между колчеданно-полиметаллическими месторождениями Рудного Алтая и в провинции Зеленых Туфов в Японии (тип Куроко), сформированными в режиме растяжения в субмаринных условиях (Geology of Kuroko deposits, 1974). Наконец, по мнению (Буслов, 2011; Крук, 2015), начиная с позднего девона и вплоть до начала косой коллизии Сибирского и Казахстанского континентов в середине карбона, эволюция Алтайской активной окраины могла происходить в режиме окраинно-континентального скольжения литосферных плит (ср., Ханчук, 2000; Khanchuk et al., 2016).

В тектоническом строении Рудноалтайского блока участвует каледонский фундамент, который имеет двухуровневое строение: в верхней части развита карбонатно-терригенная формация (S-D₁), сформированная в период “пассивной” континентальной обстановки, а в основании — предполагаемая метабазитовая кора (Добрецов и др., 2004; Ota et al., 2007; Safonova et al., 2011; Врублевский и др., 2016). По нашим данным, основным источником сноса обломочного материала верхней коры Рудного Алтая могли являться вулканогенные породы, близкие к таковым океанических островных дуг среднекембрийского возраста, фрагменты которых были аккретированы к окраине Сибирского континента в раннем палеозое. Существование в составе блока докембрийской континентальной коры сомнительно, на основании данных об изотопном составе Nd в гранитоидах (Крук и др., 1999; Куйбида и др., 2013; Крук, 2015), свидетельствующих о резком преобладании здесь ювенильной коры, и данных палеонтологических исследований, указывающих только на позднесилурийско-раннедевонский (пржедолий-локховский) возраст осадков (Дубатов и др., 1980; Кульков, 1980; Козлов, Дубатов, 1994; Государственная..., 2000, 2001). В основании девонской вулканогенно-осадочной толщи обнаруживается стратиграфический перерыв и угловое несогласие с подстилающим фундаментом, обусловленные кратковременным поднятием территории на начальной (раннедевонской) стадии тектоно-магматической активизации (Большой

Алтай..., 1998; Государственная..., 2001). Согласно диагностическим признакам, рассмотренным в обзорах (Ломизе, 2003; Turcotte, Schubert, 2014), это могло являться отражением начальной стадии субдукции — в момент пододвигания океанической плиты под континентальную.

Период активизации окраины охватывает временной интервал с конца раннего девона (эмса) по ранний карбон. Вулканизм начального этапа на Рудном Алтае обладал всеми чертами антидромной контрастной базальт-риолитовой формации, проявившись как результат рифтогенных процессов в условиях мелководно-морской обстановки (Вулканогенные..., 1978; Большой Алтай..., 1998; Государственная..., 2001; Кудрявцева и др., 2022). Поступление мантийного вещества, вероятнее всего, привело к масштабному плавлению достаточно мощного терригенного осадочного чехла палеошельфа и к генерации существенно кислых магм и продуктов извержений, с которыми генетически связаны главные колчеданно-полиметаллические месторождения. Их внедрение было приурочено к линейным зонам растяжения земной коры, причем породы промежуточного петрохимического ряда почти отсутствовали, а кислые эффузивы значительно преобладали над основными. В северо-западной части Рудного Алтая эмское-франское время характеризуется мощными вспышками контрастного, преимущественно мелководного вулканизма, сопровождаемого накоплением вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ значительной (до 3.5 км) мощности, внедрением массивов субвулканических и гипабиссальных интрузивов, образованием развитых на многих уровнях разреза залежей колчеданно-полиметаллических руд, чередующихся в разрезе с преимущественно тонкотерригенными отложениями, отвечающими периодам частичного затухания вулканической деятельности. Извержения происходили преимущественно из многочисленных вулканических аппаратов центрального типа (Вулканогенные..., 1978; Палеовулканологический..., 1984; Яковлев, 1984; Государственная..., 2001).

Согласно представлению ряда авторов, вулканизм мигрировал во времени с эмса-эйфеля до живета-франа с юго-востока на северо-запад (Горжевский и др., 1977; Палеовулканологический..., 1984) или с востока на запад, как уточнено в последние десятилетия (Козлов, 2015; Кузнецов и др., 2019). При этом в отличие от Урала, с его гомодромными вулканическими сериями (Серавкин и др., 1992; Викентьев, 2004; Гасков,

2015), эволюция вулканизма на Рудном Алтае имела антидромную направленность (Палеовулканологический..., 1984; Козлов, 2015 и др.). Антидромная природа развития магматизма обусловила специфическую металлогению региона, выражающуюся в смене барит-полиметаллических и полиметаллических месторождений на эмско-эйфельском этапе (например, Зыряновское, Тишинское, Риддер-Сокольное), колчеданно-полиметаллическими на живетском этапе (Березовское, Белоусовское, Таловское) и затем медноколчеданными на франско-раннефаменском этапе (Камышинское, Николаевское, Чудакское).

Зоны смятия Рудного Алтая – Иртышская и Северо-Восточная – представляют собой долгоживущие крупные вязко-пластичные разломы глубинного заложения, крутопадающие в самых верхних частях земной коры; на дневной поверхности они выражены широкими полосами расланцованных, перемятых и раздробленных пород, в пределах которых располагаются блоки, линзы и пластины пород, слабо тектонически нарушенных (фиг. 1). Элементы первичного залегания осадочных и вулканогенных комплексов в зонах интенсивного расланцевания обычно полностью затушеваны, хотя в целом стратиграфическая последовательность отложений сохраняется. Участки сквозного субвертикального кливажа по существу представляют собой псевдомоноклинали, однако при картировании нередко сланцеватость принималась за слоистость. Традиционно, вслед за В.К. Котульским и В.П. Нехорошевым, восточная из этих структур именуется *Северо-Восточной зоной смятия*. Изучена она крайне неравномерно, фрагментарно (Старостин и др., 1989; Викентьев, 1994; Зиновьев, 2016), прослежена на расстояние 600 км и более. На северо-западе, в районе г. Змеиногорска, зона представляет относительно узкий (4–6 км) тектонический шов, отвечающий выходу на поверхность Южно-Тигерекского глубинного разлома. К юго-востоку зона разветвляется на крупные подзоны (с запада на восток): Кедровско-Бутахихинскую, Сакмарихинско-Ларихинскую (Центральную) и Локтевско-Карайртышскую. Далее по простиранию две последние подзоны вновь ветвятся. Таким образом, с северо-запада на юго-восток строение мобильной зоны усложняется, а ширина ее возрастает до 50 км. Ветви Северо-Восточной зоны смятия простираются через многие колчеданосные рудные поля: Греховское, Зыряновское, Богатыревско-Осочихинское, Шубинское, Тишинское,

Гусляковское, Снегирихинское. Наиболее крупные и детально изученные – Зыряновское и Тишинское рудные поля (Викентьев, 1986, 1987, 1994; Сакия, Викентьев, 1988; Мохов, Викентьев, 1988).

Иртышская зона смятия простирается в северо-западном направлении через весь Рудный Алтай, продолжаясь в Западную Сибирь и на юго-востоке – в Китай. Ширина ее достигает 20 км. Впервые исследована и описана В.П. Нехорошевым в 1932 г., который составил ее карту (1938). В осевой части зоны породы подвергнуты сильному метаморфизму, в результате которого образовались кристаллические сланцы, амфиболиты, гнейсы, мигматиты, а в крайних частях – смяты в сложную систему складок (Лычаков, 1980; Демин, Демина, 1985; Дергачев, Старостин, 1988).

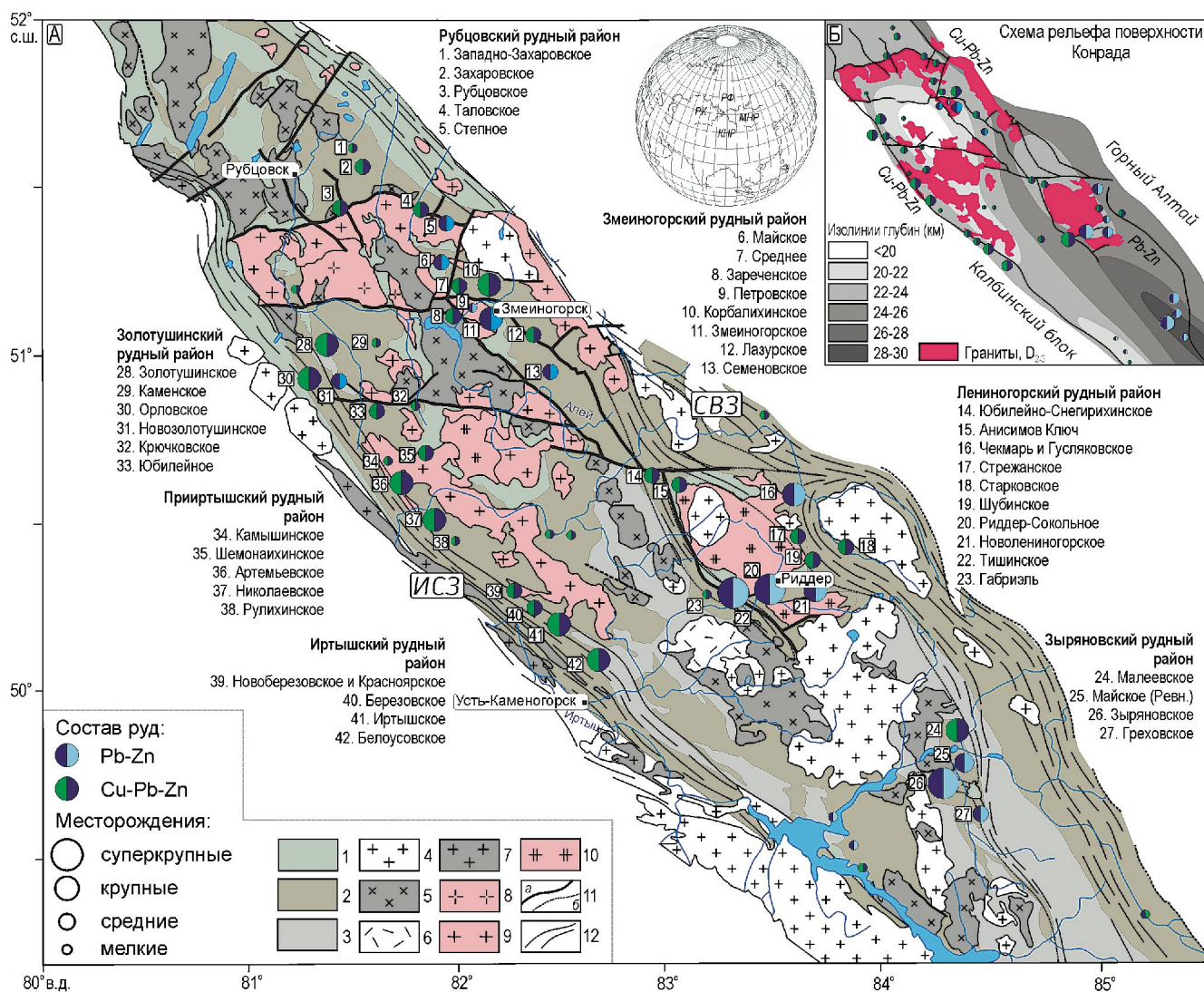
МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ РУДНОГО АЛТАЯ

Как уже указывалось, провинция вмещает большое число значимых рудных объектов, включая множество крупных объектов, а также три суперкрупных, к числу которых относятся месторождения Риддер-Сокольное, Зыряновское и Тишинское – все они полиметаллические (табл. 1). Само подразделение на *полиметаллические* (Pb-Zn) и *колчеданно-полиметаллические* (Cu-Pb-Zn) довольно нестрогое ввиду сильной изменчивости минерального состава руд, слагающих колчеданные залежи; условно к первому подтипу отнесены залежи со средним параметром в балансовых запасах $(Pb+Zn)/Cu \geq 10$, а ко второму, медьсодержащему – с соотношением $(Pb+Zn)/Cu < 10$. С учетом отработанных (это уже более половины суммарного металлогенического потенциала), запасы колчеданных руд по провинции в целом (Россия+Казахстан) составляют ~958 млн т, 8.04 млн т Cu, 39.9 млн т Zn, 13.4 млн т Pb, 814 т Au, более 28.2 тыс т Ag.

В пределах Рудноалтайского полиметаллического пояса выделяется две линейные металлогенические подзоны, вытянутые в северо-западном направлении. Основной является Змеиногорско-Зыряновская подзона: она включает 2/3 месторождений, 3/4 запасов Zn, Pb, Cu и 4/5 запасов Au и Ag. Приртышская металлогеническая подзона – менее значимая – простирается к юго-западу от нее и тяготеет к Иртышской зоне смятия (фиг. 1). Обособленную позицию занимают два малых месторождения

с медно-пирротиновыми залежами — Вавилонское и Карчигинское, которые залегают в юго-западном, лежащем боку Иртышской зоны смятия, ассоциируют, предположительно, с ордовикскими метабазами (Lobanov et al., 2014), но вследствие пространственной близости к Рудноалтайскому поясу традиционно рассматриваются в его составе.

Змеиногорско-Зырянская металлогеническая подзона отвечает восточному сегменту Рудно-алтайской зоны. Наши ранние исследования, начатые в советские годы (1982 г.) и с перерывами продолжающиеся до настоящего времени, в основном проводились в центральном и южном секторах подзоны, отвечающих Лениногорскому и Зырянскому рудным районам



Фиг. 1. Схема размещения магматических комплексов Рудного Алтая, по (Куйбида и др., 2015) на основе (Геологическая..., 1956; Государственная..., 2000, 2001, с уточнениями), и позиция изученных месторождений. (А). 1 — складчатый фундамент (турбидитовый бассейн) Рудного Алтая, S-D₁?; 2 — вулканический пояс Рудного Алтая, D₁₋₃; 3 — континентальные отложения, C₁; 4 — лениногорский, синюшинский и калбинский комплексы гранитоидов (объединенные), P₁-T₂; 5 — волчихинский и гилевский комплексы (кварцевые диориты, тоналиты, плагиограниты, гранодиориты), C₂₋₃; 6 — сержихинская свита (долериты, андезиты, плагиодациты, дациты, риолиты) и сержихинский вулканический комплекс (массивы щелочных гранитов, гипабиссальные малые интрузии и дайки гранит-порфиров и диоритовых порфиров), C₃-P₁; 7 — прииртышский комплекс в Иртышской сдвиговой зоне (граниты, плагиограниты), D₃-C₁; 8–10 — гранитоиды Рудного Алтая, D₃-C₁ (8 — устьинский комплекс (лейкограниты), 9 — змеиногорский комплекс (габбро, габбронориты, габбродиориты, диориты, кварцевые диориты, плагиограниты, лейкоплагиограниты), 10 — алейский комплекс (плагиограниты)), D₂; 11 — разломы картируемые (а) и предполагаемые (б); 12 — зоны смятия: Иртышская (ИЗС) и Северо-Восточная (СВЗ). (Б). Схема рельефа поверхности Конрада (Большой Алтай..., 1998).

Таблица 1. Полиметаллические месторождения Рудного Алтая

Месторождения* (рус. и англ. наименования)		Содержание, мас.%			(Pb+Zn)
		Cu	Zn	Pb	Cu
I – Зырянский рудный район					
Греховское	Grekhovskoe	0.4	2.4	2.7	13
Майское (Ревн.)	Maiskoe (R)	0.13	1.96	0.75	21
Малеевское	Maleevskoe	2.3	7.5	1.3	4
Путинцевское	Putintsevskoe	1.36	2.22	1.52	3
Зырянское	Zyryanovskoe	0.4	4.5	2.7	18
II– Лениногорский район					
Анисимов Ключ	Anisimov Klyuch	3.07	5.33	0.73	2
Чекмарь	Chekmar'	0.25	2.15	0.78	12
Долинное	Dolinnoe	0.43	2.86	1.48	10
Обручевское	Obruchevskoe	1.14	8.47	3.03	10
Габриэлевское	Gabrielevskoe	1.11	2.01	0.36	2
Ново-Лениногорское	Novo-Leninogorskoe	0.17	3.62	1.22	28
Риддер-Сокольное	Ridder-Sokol'noe	0.3	4	2	20
Шубинское	Shubinskoe	2.05	4.03	0.59	2
Старковское	Starkovskoe	0.91	3.6	0.52	5
Стрежанское	Strezhanskoe	1.78	4.42	0.79	3
Тишинское	Tishinskoe	0.5	5.3	0.9	12
Юбилейно-Снегирихинское	Yubileino-Snegirikhinskoe	4.55	5.87	0.9	1
III – Змеиногорский рудный район					
Майское	Maiskoe	0.44	2.35	7.02	16
Семеновское	Semenovskoe	0.38	6.4	3.69	27
Лазурское	Lazurskoe	1.2	4.78	1.19	5
Корбалихинское	Korbalikhinskoe	1.46	9.81	2.01	8
Среднее	Sredneye	0.59	4.95	2.68	13
Зареченское	Zarechenskoe	0.37	1.37	1.11	7
Змеиногорское	Zmeinogorskoe	0.21	1.76	1.16	14
IV – Золотушинский рудный район					
Орловское	Orlovskoe	4.32	3.28	0.72	1
Юбилейное	Yubileinoe	1.46	8.08	2.15	7
Золотушинское	Zolotushinskoe	2.3	7.01	2.1	4
Новозолотушинское	Novozolotushinskoe	0.91	6.47	9.05	17
V – Рубцовский рудный район					
Степное	Stepnoe	1.14	7.45	3.73	10
Таловское	Talovskoe	1.87	11.05	5.35	9
Захаровское	Zakharovskoe	2.03	10.56	5.96	8
Рубцовское	Rubtsovskoe	4.49	11.48	6.31	4
VI – Прииртышский рудный район					
Белоусовское	Belousovskoe	2.6	9.2	2.4	4
Иртышское	Irtyskoe	1.79	4.83	0.84	3
Красноярское	Krasnoyarskoe	2.23	10.1	3.06	6
Ново-Березовское	Novo-Berezovskoe	2.1	4.65	0.14	2
VII – Иртышский рудный район					
Артемьевское	Artemievskoe	1.4	2.2	1.6	3
Камышинское	Kamyshinskoe	2.64	2.77	1.05	1
Николаевское	Nikolaevskoe	2.52	3.83	0.49	2
Шемонаихинское	Shemonaikhinskoe	0.9	6.1	1	8

Примечание. *Прямой шрифт – полиметаллические (Pb-Zn), курсив – колчеданно-полиметаллические (Cu-Pb-Zn); жирный шрифт – крупные и суперкрупные.

соответственно; основные результаты были обобщены в монографии (Викентьев, 2004). Здесь крупнейшие в регионе и при этом многочисленные колчеданно-полиметаллические месторождения приурочены к Синюшинскому и Ревнюшинскому поднятиям и сопряженно-му с первым Белоубинскому прогибу и связаны с образованиями базальт-риолитовой формации эмс-живетского возраста, в составе которой кислые эффузивы составляют 15–45% от общего объема пород и до 70% объема вулканитов, а основные им подчинены (5–15% общего объема). В постсоветские годы больше внимания авторами было уделено российской части Рудного Алтая — его северо-западной части, включающей Золотушинский, Змеиногорский и Рубцовский рудные районы (Куйбида и др., 2013, 2015, 2019; Kuibida et al., 2020; Чернышев и др., 2023). Циклы рудоносного контрастного по составу вулканизма охватывают здесь более широкий возрастной диапазон — с начала эйфеля до конца франа.

Прииртышская металлогеническая подзона тяготеет к юго-западной окраине Рудноалтайского пояса и сложена в основном образованиями базальт-риолитовой формации эйфельско-раннефаменского возраста (вулканогенные породы составляют 60–80% объема рудовмещающих серий, при этом от 20 до 40% от всех вулканитов приходится на долю основных и средних пород). В пределах подзоны выделяются три наиболее крупных рудных района: Березовско-Белоусовский, Прииртышский (Шемонаихинский) и Золотушинский (Иванкин, 1957; Старостин, 1988; Большой Алтай ..., 1998, 2000 и др.).

Рудные районы Рудного Алтая представляют собой крупные вулcano-тектонические депрессии, выполненные отложениями, как правило, одной рудоносной формации (базальт-риолитовой или базальтсодержащей риолитовой) (Яковлев, 1972, 1984; Кузнецов и др., 2019). На примере металлогенических зон Рудного Алтая показано, что среди них выделяются краевые и внутренние депрессии (Авдонин, 1981; Палеовулканологический..., 1984; Яковлев, 1984). Размеры рудных районов составляют: длина — 20–80 км, ширина — 10–30 км, размах по вертикали — 0.3–1.5 км, площадь выхода на поверхность — 200–1500 км². Рудные районы соответствуют крупным вулcano-плутоническим депрессиям, которые выполнены вулканическими и вулканогенно-осадочными породами, а также подстилающими и перекрывающими существенно терригенными образованиями. Подстилающие породы представлены комплексом основания — породами

известково-терригенной формации нижнего палеозоя (S-D₁), а перекрывающие — породами терригенной и флишеидной вулcano-терригенной формаций верхнего девона (Дубатов и др., 1980; Козлов, Дубатов, 1994; Козлов, 2015; Кузнецов и др., 2019).

Рудные поля соответствуют прогибам (Авдонин, 1981; Викентьев, 1988, 2004; Старостин и др., 1989; Кузнецов и др., 2019; Кудрявцева и др., 2022). В сложно построенных вулканотектонических депрессиях, контролирующих рудные районы, они занимают различное положение по отношению к поднятиям, имеющим вид вулканических построек центрального типа, которые сложены преимущественно кремнекислыми породами. Выделяется три типа прогибов: межвулканические, околожерловые и склоновые (Яковлев, 1984; Кузнецов и др., 2019). Внутренняя их структура осложнена небольшими экструзивно-лавовыми куполами; относительно непротяженными потоками, сопряженными с ними мелкими некомпенсированными впадинами, заполненными отложениями промежуточной и удаленной фаций, и нередко включают гидротермально-осадочные кремнистые отложения (фтаниты, микрокварциты), обычно отвечающие участкам колчеданных месторождений. Впадины, вмещающие месторождения, занимают надкупольное, склоновое, либо прижерлово-кальдерное положение, в том числе, примыкая к рифогенным известняковым постройкам. Различаются дистальные и проксимальные колчеданные залежи в зависимости от удаления от зоны рудоподводящего канала (Палеовулканологический..., 1984; Викентьев, 1988, 2004; Кузнецов и др., 2014).

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РУДНЫХ РАЙОНОВ И КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Лениногорский район включает крупный полифазный Синюшинский массив гранитоидов и структуры его обрамления (фиг. 1); в тектоническом плане район охватывает южную часть Синюшинского поднятия и сопряженные с ним прогибы — восточный борт Быструшинского прогиба и северную часть Белоубинского прогиба. Находящееся на юге района Лениногорское рудное поле отвечает одноименной раннедевонской вулканотектонической депрессии второго порядка размером 25×6 км. Оно с севера ограничено позднепалеозойским (C₁) широтным Северным надвигом, падающим

в одноименных румбах $\angle 15^\circ-30^\circ$, по которому на рудное поле надвинуты метаморфические породы заводской свиты ($S-D_1$) и гранитоиды Синюшинского массива (Вулканогенные..., 1978; Щерба, 1983). На юге Лениногорский блок ограничен широтным альпийским Обручевским взбросом крутого падения (Яковлев, 1957). К западу и востоку от Лениногорского блока расположены вулканотектонические депрессии: Кедровско-Бутачихинская 80×8 км (Вулканогенные..., 1978; Starostin et al., 1989) и Успенско-Карелинская 60×10 км. В их пределах девонские отложения неравномерно, местами интенсивно, рассланцованы и смяты в крутые линейные складки, нередко запрокинутые к западу, а в Тишинском и Снегирихинском рудных полях — к югу (Шатагин и др., 1980; Викентьев, 1987).

Вулканизм в пределах Лениногорского рудного района проявился в виде двух антидромных циклов: эмс-раннеэйфельского и позднеэйфельского-живетского. Вверх по разрезу образующих их пород базальт-риолитовой формации калиево- и глиноземистость как кислых, так и основных вулканитов уменьшаются, и происходит эволюция их химизма в направлении от щелочных, субщелочных, известково-щелочных к толеитовым разностям. Очевидно, что на ранних стадиях магматизма основные расплавы были заметно контаминированы коровым веществом, а кислые образовались за счет его плавления, а на поздних стадиях влияние коры было не столь существенным (Промыслова, 2005). Подтверждением этого является также возрастание доли основных пород в разрезе базальт-риолитовой формации: количество базальтов возрастает от 8–10% в нижних частях разреза до 30% в верхних (Вулканогенные..., 1978; Попов и др., 1995). В месторождениях Лениногорского рудного района сосредоточено около 40% учтенных ресурсов цветных металлов, а также около 70% запасов золота (с учетом отработанных) Рудного Алтая. Краткая характеристика важнейших месторождений приведена в Приложении S1.

Лениногорское рудное поле сложено слабодислоцированными (падение $\angle 5^\circ-15^\circ$, редко круче) вулканогенно-осадочными образованиями нижнего-среднего девона (лениногорская, крюковская, ильинская и сокольная свиты), прорванными многочисленными субвулканическими телами (преобладают риодациты) и дайками основного состава. В рудном поле выявлены Ново-Лениногорское, Риддер-Сокольное, Долинное, Обручевское, Крюковское, Ильинское

месторождения. Рудные залежи в основном приурочены к уровню крюковской свиты (Вулканогенные..., 1978; Щерба, 1983). В целом руды имеют Pb-Zn профиль, но с севера на юг рудного поля доля меди в рудах нарастает (Мохов, Викентьев, 1988). В центральной части Лениногорской депрессии морфологически выражено пологое поднятие, к которому приурочено наиболее крупное в районе и на Рудном Алтае Риддер-Сокольное месторождение. Субгоризонтальное залегание пород осложнено куполовидными структурами $\sim 200-800$ м, к которым тяготеют колчеданные залежи (Щерба, 1957; Викентьев, Карманов, 1989; Дергачев и др., 1994). Рудная минерализация развита по всему девонскому разрезу, но ее максимумы приурочены к средней и верхней частям крюковской свиты, преимущественно сложенной известковистыми туфоалевролитами. Преобладающими являются залежи медузообразной формы с субогласной верхней частью (Pb-Zn, $\pm$ Var сплошные и густовкрапленные руды) и секущей нижней, представленной сначала сетчато-жилыми штокверками Pb-Zn руд, а затем, с ростом глубины, субвертикальными кварц-сульфидными жилами с Pb-Zn, Cu-Zn, Cu, $\pm$ Au минерализацией (Викентьев, Карманов, 1989; Ганженко и др., 2018). Все типы руд несут Au и Ag в высоких концентрациях (благородные металлы составляют $\sim 80\%$ общей ценности руд). Основные типы руд следующие (в порядке уменьшения количественной роли): 1) гидротермально-метасоматические массивные и прожилково-вкрапленные полиметаллические (в порядке убывания их роли: Pb-Zn, Var-Pb-Zn, Cu-Pb-Zn, Cu-Zn); 2) жилые — медные, медно-цинковые, полиметаллические, барит-полиметаллические; 3) седиментационно-гидротермальные слоистые колчеданно-полиметаллические и серноколчеданные, а также послойная пиритовая вкрапленность, развитая в алевролитах крюковской свиты; 4) метаморфогенно-гидротермальные — сульфидно-серицитовые руды (Покровская, 1982; Щерба, 1983). К признакам синседиментного происхождения 3-го типа относятся: пиритовые ритмиты, сульфидные конкреции, признаки подводного размыва руд, текстуры гравитационного оползания. Для Лениногорских месторождений весьма характерны взрывчатые брекчии (Щерба, 1983; Николаев и др., 1984), тела которых детально закартированы В.П. Кармановым и имеют неправильную древовидную форму, а также они в виде конических даек рассекают все типы руд и содержат их обломки, обломки боковых пород и даже гальки

более древних роговиков и гранитоидов. Цемент брекчий мелкообломочный, серицитизированный, обычно содержит вкрапленность и гнезда сульфидов.

Породы эйфельско-живетской субмаринной базальт-риолитовой формации, составляющей большую часть разреза *Кедровско-Бутачихинской вулканотектонической депрессии*, представлены в основном эффузивными и пирокластическими породами кислого состава. Закартированы реликты нескольких крупных палеовулканических куммулятивных построек (Старостин и др., 1973; Вулканогенные..., 1978), в их числе наиболее крупные Сигнальный и Позднопавловский палеовулканы эйфельского возраста, Острушинский и Козлушинский позднеэйфельско-живетского возраста. В их строении, за исключением Сигнального палеовулкана, резко преобладают эффузивные и пирокластические породы кислого состава. Тишинское месторождение локализовано в центральной части Кедровско-Бутачихинской палеодепрессии, на ее пересечении с широтным Лениногорско-Семипалатинским линеamentом. Оно расположено на склоне Позднопавловского палеовулкана, который имеет размеры по латерали более 5 км и мощность более 1 км, а сложен образованиями ильинской свиты эйфеля (Вулканогенные..., 1978; Викентьев, 1987). В строении вулкана важное значение имеют экструзивно-лавовые тела риолитов. В центральной части постройки преобладают эффузивные разности пород прижерловой фации, тогда как к западу и востоку они значительно уступают туфам и туфогенно-осадочным породам, отвечающим склоновым фациям. Палеовулкан захоронен под известковистыми туфоалевролитами и углисто-глинистыми алевролитами сокольной свиты.

К востоку и северо-востоку от Лениногорского рудного поля выделяется крупная Листвяжная синформа 45×10 км, с падением осевой плоскости на северо-восток $\angle 80^\circ$, сложенная образованиями успенской и белоубинской свит среднего-верхнего девона. Северо-восточное крыло осложнено серией узких килевидных складок с вертикальным падением осевых плоскостей и крутым ($\angle 65^\circ - 80^\circ$) падением крыльев (Яковлев, 1957). Она унаследовала Успенско-Карелинскую вулканотектоническую депрессию. На крыльях и в замковой части синформы закартированы палеовулканические поднятия, а между ними – небольшие 1–2 км локальные депрессии: на юго-западном крыле – Шубинская, на юго-восточном – Старковская,

на северо-западном замыкании – Гусляковская и Стрежанская, к которым приурочены рудные поля (Вулканогенные..., 1978). Успенско-Шубинское рудное поле примыкает с востока к Лениногорскому и включает Успенское, Шубинское, Выше-Ивановское месторождения и ряд рудопроявлений (Вулканогенные..., 1978; Щерба, 1983).

Гусляковское рудное поле расположено на северо-западном замыкании Белоубинского прогиба. Это поле линейного типа, вытянутое в северо-западном направлении, включает месторождения Гусляковское, Чекмарь с более мелкими участками на флангах. Основная структура – сильно сжатая Гусляковская синклиналь с размахом крыльев до 2.5 км, слегка запрокинутая на юго-запад, усложненная мелкими складками второго порядка. В ее ядре – осадочные породы белоубинской свиты франа, а на крыльях – существенно вулканогенные породы успенской свиты эйфеля. Первичное положение залегание пачек в процессе динамометаморфизма было преобразовано в столбообразное с крутым погружением ленто- и линзовидных тел сплошных и вкрапленных руд. Месторождение Чекмарь приурочено к вулкано-купольной структуре размером ~750 м, образованной игнимбритоподобными риолитами и их туфами. Вулканиды имеют в центральной и восточной частях месторождения максимальные мощности (300–350 м) и минимальные по периферии (50–80 м), где они постепенно замещаются породами склоновой и удаленной фаций (Трофимов, 1981). Рудный штокверк грибообразной формы охватывает центральную часть купола и его западный склон, расширяясь к верхним горизонтам. Зональность оруденения характеризуется преобладанием на нижних горизонтах в центральной части купола серно- и медноколчеданных руд, сменяющихся полиметаллическими к верхним горизонтам.

Снегирихинское рудное поле находится на юго-западном крыле Синюшинского антиклинария в полосе Успенско-Карелинской и Кедровско-Бутачихинской ветвей Северо-Восточной зоны смятия. В рудном поле развиты лавы, лавобрекчии и туфы риолитов–дацитов, хлорит-кварц-серицитовые, серицит-кварцевые сланцы, кремнистые алевролиты таловской свиты эйфеля–живета, глинистые, кремнисто-глинистые алевролиты, кремнистые сланцы с прослоями песчаников и туфопесчаников, а также лавы и лавобрекчии дацитов, metabазальты шипуновской свиты живета.

Эффузивные образования прорваны субсогласно залегающими телами диабазов позднедевонского габбро-диабазового комплекса. Простираение моноклинально залегающих пород запад-северо-западное, до субширотного, падение субвертикальное до крутого ($\angle 60^\circ\text{--}70^\circ$). Моноклиналь осложнена многочисленными флексуриобразными изгибами как по простиранию, так и по падению. На Юбилейно-Снегирихинском месторождении колчеданно-полиметаллическое оруденение приурочено к контакту таловской и шипуновской свит, сопровождается кварц-серицитовыми и серицитовыми породами в висячем боку, хлоритовыми и серицит-хлоритовыми — в лежащем (Шатагин и др., 1980); вмещающие породы имеют запрокинутое залегание, а рудная зональность — обратный порядок (Щерба, 1983).

Зыряновский рудный район охватывает Ревнюшинское вулканотектоническое поднятие, находящееся к юг-юго-востоку от Синюшинского (фиг. 1). Большинство выявленных здесь месторождений (Зыряновское, Греховское, Богатыревско-Осочихинское рудные поля) залегают в зонах расланцевания и сильно нарушены динамометаморфизмом (Каюпов и др., 1957; Юдовская и др., 1984; Викентьев, 1986, 1994). Однако одно рудное поле — Малеевско-Путинцевское, с запада, севера и юга “запечатанное” гранитоидными массивами змеиногорского комплекса, было слабо затронуто динамометаморфическими процессами.

Зыряновское месторождение приурочено к сложно построенной антиклинальной складке на западном крыле Ревнюшинского поднятия, осложненной зоной расланцевания — западного ответвления Северо-Восточной зоны смятия. Ядро складки сложено кислыми лавами и туфами ревнюшинской свиты. Выше согласно залегает маслянская свита: известковистые алевролиты с прослоями кремнистых и углистых сланцев и линзами известняков. Основная масса рудных залежей локализована в ревнюшинской свите ($D_1e_2\text{--}D_2ef_1$). Преобладают существенно свинцовые руды; их сплошные разности (80–90% сульфидов) образуют крутопадающие жилообразные тела, линзы, ленты и столбы, круто склоняющиеся в западном направлении (Каюпов и др., 1957; Прокофьев и др., 1988). Палеоструктура месторождения реконструирована как крупный вулкан (Викентьев, 1986; Гаврилец, 1986), а среди даек меланократовых пород выделяются как внутрирудные, так и пострудные (Викентьев и др., 1988).

Малеевское месторождение включает три крупных залежи богатых колчеданно-полиметаллических руд: Платовская на северо-востоке, Малеевская в центре и включающая более 70% запасов месторождения, Родниковая на юго-западе. Две последние приурочены к подошве межпластовых тел кварц-полевошпатовых риолит-порфиров. Разрез месторождения снизу вверх сложен лавобрекчиями, туфами кислого состава ревнюшинской свиты эйфеля, силицитами и известково-глинистыми алевролитами маслянской свиты живета — с прослоями и линзами мелкозернистых песчаников и рифогенных известняков; перекрыты они алевролитами, аргиллитами, песчаниками хамирской свиты верхнего девона. Среди пород субвулканической фации широко развиты средне- и позднедевонские риодациты и позднедевонские андезибазальты, в обоих случаях — преимущественно субпластовые. Они пересечены каменноугольными дайками порфиров северо-западного и субширотного простирания. Рудные залежи локализованы в низах маслянской свиты (Юдовская и др., 1997). Рудные зоны включают 21 рудное тело, их форма — лентовидная с раздувами и с многочисленными апофизами в лежащем боку. Протяженность рудных тел по простиранию до 500 м, по падению до 100 м, мощность до 65 м. От лежащего к висячему боку происходит смена серноколчеданных руд медными, медно-цинковыми и барит-полиметаллическими.

Одно из характерных образований месторождения — кварц-карбонат-барит-полиметаллическая ассоциация, локализованная в своеобразных гидравлических структурах, близких по механизму образования к купольным структурам и телам эксплозивных брекчий описанного выше Риддер-Сокольного месторождения. Размер таких куполов на Малеевском месторождении изменяется от первых до десятков метров в поперечнике. Они образуют линейную систему, согласную со склонением палеовулканических желобов. Максимальное развитие таких гидротермально-гидравлических структур отмечается в верхней части рудной залежи, в ее висячем боку. По времени образования они, вероятно, были оторваны от основных руд месторождения (Старостин и др., 1987).

Колчеданное синвулканическое рудоотложение, вероятнее всего, шло в слаболитифицированных известково-глинистых илах маслянской свиты, как это происходит в современных условиях: в срединно-океанических обстановках (Мидл-Вели, Гуаймас) или в заостроводужных

бассейнах (Окинава). Существует представление В.Н. Назарова и В.Н. Гаврильца (1982) о гидротермально-осадочном генезисе основной массы пласто- и лентообразных рудных тел, но по минералого-геохимическим данным он был скорее гидротермально-метасоматическим (Прокофьев, 1988; Юдовская и др., 1997).

Месторождение *Греховское* вмещается породами ревнюшинской (песчаники, гравелиты, конгломераты, алевролиты, риодациты, лавы и туфы среднего состава, туффиты) и частично маслянской (алевролиты, песчаники, органогенные известняки и др.) свит эйфельского яруса. Широко распространены дайки порфириров, диорит-порфириров. Месторождение приурочено к мощной зоне рассланцевания и гидротермального изменения пород в юго-восточном крыле Ревнюшинского антиклинория. Выявлено шесть плитообразных полиметаллических рудных залежей север-северо-западного простирания с крутым (70° – 80°) восточным падением. Протяженность рудных тел по латерали до 560 м, по падению до 1100 м, мощность до 40 м.

Северо-западная часть Рудного Алтая, включающая Золотушинский, Змеиногорский и Рубцовский рудные районы, соответствует двум структурно-формационным подзонам: Алейской и Быструшинской (Горжевский и др., 1977; Кудрявцева и др., 2022). Быструшинский прогиб при ширине 10–20 км протягивается с северо-запада на юго-восток более чем на 100 км. В этом же направлении отмечается его погружение и увеличение мощности выполняющих его отложений с 3 до 6 км. Прогиб характеризуется асимметричным строением, которое выражено в пологом падении юго-западного крыла и более крутом – северо-восточного. Он осложнен складками более высоких порядков. В пределах Быструшинского прогиба располагается Змеиногорский рудный район, который занимает полосу северо-западного направления шириной до 15 и длиной 80 км. На северо-востоке он отделяется от Горного Алтая Северо-Восточной зоной смятия, на юго-востоке и северо-западе ограничивается выходами додевонского фундамента (Кузнецов и др., 2019).

Змеиногорский рудный район охватывает северо-западное окончание Быструшинского прогиба и область его сопряжения с северо-восточным крылом Алейского поднятия (Гаськов и др., 1991). В рудном районе выделены 9 рудных полей, с расстояниями между ними в 10–15 км (с СЗ на ЮВ): Березовогорское,

Корбалихинское, Змеиногорское, Кандидатское, Зайцевское, Комиссаровское, Лазурское, Белоглинское, Семеновское, в каждом из которых – от одного до нескольких месторождений и многочисленные рудопроявления колчеданно-полиметаллического типа (Кузнецов и др., 2019). Руды известных месторождений относятся к колчеданно-полиметаллической и полиметаллической формациям. Промышленное орудование локализуется преимущественно на двух основных стратиграфических уровнях: эмс-эйфельском (мельничная свита) (Змеиногорское, Зареченское, Среднее, Семеновское, Майское месторождения) и позднеживетско-франском (каменевская свита) (Корбалихинское, Лазурское, Пихтовское, Маслянское месторождения) (Гаськов и др., 1991; Кузнецов и др., 2019). Рудные залежи преимущественно развиты на верхнем уровне – 62% всех разведанных балансовых запасов руды и 70% суммы металлов, а на нижнем – 32 и 25% соответственно.

Рубцовский рудный район приурочен к одноименной вулканотектонической депрессии на северо-восточном крыле Алейского свода (Гаськов и др., 1991). Таловское рудное поле, объединяющее Степное и Таловское месторождения, локализовано в юго-восточной части района. Краткая характеристика этих месторождений приведена в Приложении S1.

Золотушинский рудный район расположен в юго-западном крыле Алейского поднятия, в самой северо-западной части Рудного Алтая, несколько восточнее Иртышской зоны смятия. Он включает месторождения Орловское, Золотушинское, Ново-Золотушинское и Юбилейное. Колчеданные залежи залегают среди осадочно-вулканогенных пород эйфеля, входящих в сложную вулcano-тектоническую структуру, называемую Успенской мульдой, и ее часть – Орловско-Раздольнинскую грабен-синклиналь. Основными ее элементами являются экструзивно-эксплозивные палеовулканические сооружения и разделяющие их прогибы. Поздние тектонические движения выразились в складчатости, разломообразовании, сопровождаемом частичным надвиганием фрагментов древнего основания вдоль Березовского разлома с их перемещением на северо-восток и перекрытием рудовмещающих эйфельских комплексов. Значительная площадь района занята позднепалеозойскими гранитоидными интрузивами. Осадочно-вулканогенный разрез девона включает березовскую (эйфель), таловскую (живет), каменевскую, гериховскую, николаевскую (фран), снегиревскую

и пихтовскую (фамен) свиты. Оруденение размещается на трех уровнях: эйфель, живет, фран.

Наиболее крупным является месторождение *Орловское*, приуроченное к висячему боку Иртышского глубинного разлома; с севера участок ограничен массивом плагиогранит-порфиров. Подстилаемая метаморфической толщей (S-D₁) рудовмещающая толща девона подразделяется на три свиты: лосишинскую среднего эйфеля (алевролиты, алевропелиты с прослоями туфогенных алевролитов, туфов, туффитов и лавобрекчий кислого состава), таловскую живота (лавы риодацитов, их лавобрекчии и туфы при резко подчиненной роли туффитов и осадочных пород) и каменевскую франы (туфы среднего и кислого состава). Венчают разрез каменноугольные алевропелиты и туфогенные песчаники. Все палеозойские образования перекрыты неоген-четвертичными рыхлыми осадками (~100 м). Из plutонических комплексов развиты средне-позднедевонские субвулканические риолит-порфиры, входящие в вулканоплутонические ассоциации. Самыми молодыми являются дайки диабазовых и диоритовых порфиритов, относимых к малым интрузивам (C₂₋₃?). Рудные тела представляют собой субмеридиональную серию рудных линз, развитых субсогласно на уровне контакта лосишинской и таловской свит (Волков и др., 1972). Протяженность рудных линз до 660 м, мощность до 120 м. В их строении наблюдается зональная смена типов руд (снизу-вверх): прожилково-вкрапленные медно-колчеданные с цинком → серно-колчеданные → медноколчеданные → колчеданно-медно-цинковые → сплошные полиметаллические руды с баритом.

Прииртышский рудный район отвечает одноименной вулканотектонической депрессии, охватывающей юго-западный склон Алейского поднятия. С юго-запада он ограничен Иртышской зоной смятия (фиг. 1). Известные здесь месторождения (Николаевское, Камышинское, Артемьевское и др.) локализованы в средне-позднедевонской базальт-риолитовой формации. Все месторождения так или иначе связаны со стратовулканами (Авдонин, 1981; Палеовулканологический..., 1984; Дергачев, Старостин, 1988). Размещение палеовулканов определялось системой север-северо-восточных длительно развивавшихся разломов, сопряженных с Иртышским глубинным разломом. В большинстве случаев они приурочены к осложняющим палеовулканы кальдерообразным депрессиям, но в некоторых случаях рудные залежи располагаются непосредственно на склонах палеовулканических сооружений.

Наиболее значительным является месторождение *Николаевское*; в строении месторождения участвуют породы гериховской свиты низов франы (пелиты, алевролиты, аргиллиты, базальты, песчаники, известняки, туфы), николаевской свиты верхнего франы (туфы кислого состава, кремнистые алевролиты, известковистые пелиты, аргиллиты, алевролиты, песчаники, туффиты), снегиревской свиты верхнего франы — нижнего фамена (лавы риолитов) и пихтовской свиты верхнего фамена (андезиты, дациты, базальты), прорванные субвулканическими телами различного состава. Залегание пород преимущественно моноклинальное с умеренно пологим падением на юго-запад. Широко распространены субвулканические тела и дайки кислого и основного состава. Месторождение представлено сложно построенной крупной Крещенской рудной залежью мощностью до 90 м. Она залегает на юго-восточном склоне экструзивного купола риолитов, отвечающего моногенному центру извержения в пределах Северо-Николаевского стратовулкана. Под этой залежью имеется зона прожилково-вкрапленной серно- и медноколчеданной минерализации в экструзивных риолитах (Дергачев, Старостин, 1988). Рудовмещающими являются породы снегиревской свиты, подстилающими — николаевской. Руды месторождения колчеданно-медно-цинковые с небольшим количеством свинца. В поперечном сечении рудной залежи проявлена минералогическая зональность со сменой снизу вверх прожилково-вкрапленных руд сплошными серно-колчеданными и медноколчеданными, а затем брекчированными кристаллически-зернистыми медно-цинковыми рудами и, наконец, тонкозернистыми «метакolloидными» медно-цинковыми, цинковыми и подчиненными полиметаллическими разновидностями.

Среднее по запасам месторождение *Шемонаихинское* вмещается 400–500-метровой толщей средне-верхнедевонских осадочно-вулканических пород (лавы и туфы кислого состава, известковистые алевролиты), которые прорваны многочисленными телами порфиров и порфиритов и местами сильно скарнированы (гранат, пироксен). По этой причине Шемонаихинское месторождение ранее считалось скарновым (Иванкин, 1957). Руды сплошные полиметаллические и вкрапленные медно-цинковые.

Камышинское рудное поле включает месторождения Камышинское и Артемьевское. Зеленые сланцы нижнего палеозоя вскрыты в северо-восточной части площади. На них

с несогласием залегают терригенные породы и известняки лосишинской свиты эйфеля, лавы и лавобрекчии риолитов с редкими маломощными прослоями кремнистых алевролитов, алевропелитов таловской свиты живета, а также потоки андезибазальтов, базальтов, перемежающиеся с алевролитами, реже с песчаниками, туфопесчаниками, туффитами, туфобрекчиями гериховской свиты франа. Субвулканические породы представлены риолитами, развитыми по всему разрезу таловской и в основании гериховской свит, дацитами и риодацитами, перекрывающими отложения гериховской свиты. Распространены дайки риолитов, диабазов, андезито-дацитов и дацитов. С запада и северо-запада рудное поле обрамляется гранитоидами змеиногорского комплекса. Рудное поле представляет собой палеовулканическую депрессию северо-западного простирания, рудные тела расположены в осевой части депрессии между поперечными разломами. Их положение определяется локальными куполовидными поднятиями, сложенными продуктами завершающего этапа кислого вулканизма. В вулканогенно-осадочных отложениях гериховской свиты франа локализуются полиметаллические руды; к риолитам таловской свиты или к их контакту с вышележащей гериховской свитой приурочены медноколчеданные руды. Мощности рудных тел до 35 м, а размеры — на Камышинском месторождении 100–460 м по простиранию, 30–300 м по падению, а на Артемьевском (здесь 41 рудное тело) — 25–1200 м по простиранию и падению.

Березовско-Белоусовский рудный район охватывает висячий бок Иртышской зоны смятия. Подзона располагается в пределах узкого клиновидного тектонического блока, граничащего по одноименному разлому с Алейским поднятием, а по Березовско-Гаранинскому разлому на юго-западе — с осевой подзоной зоны смятия. Указанные разломы представляют собой ветви Иртышского глубинного разлома (Иванкин, 1957; Дергачев, Старостин, 1988). В пределах района 45×4 км известны месторождения (с юго-востока на северо-запад): Белоусовское, Иртышское, Красноярское, Березовское и Ново-Березовское, и целая серия рудопроявлений. Наиболее крупным и детально изученным объектом является Белоусовское месторождение (Лычаков, 1980). *Белоусовское* месторождение представляет собой сложную антиформную складку. Простирание оси складки — СЗ 318°–330°. По простиранию шарнир складки ундулирует, но углы склонения не превышают

15°. Анализ пликативных структур на разных масштабных уровнях позволил установить три разновозрастных генерации складок (Лычаков, 1980). Существенное динамометаморфическое преобразование руд установлено и для *Иртышского* месторождения (Самсонов, 1982), основные колчеданные залежи которого представлены вертикально падающими и круто склоняющимися столбами сплошных сульфидных руд.

В целом, все изученные рудные районы контролировались сложно построенными вулканотектоническими депрессиями. В их пределах выделялись поднятия, соответствующие крупным стратовулканам — вулканическим постройкам центрального типа, в строении которых преобладают риодациты, в отдельных случаях — базальтоиды. Разделяющие их межвулканические прогибы отвечают рудным полям. Размещение месторождений определяется локальными вулканическими структурами: экструзивно-лавовыми куполами, кальдерными и склоновыми депрессиями и желобами. В зависимости от удаления от рудоподводящих каналов выделяются дистальные и проксимальные колчеданные залежи. В то же время, по общему заключению, суммированному одним из главных сторонников “вулканогенной” гипотезы Г.Н. Щербой в своем большом обзоре (1983, с. 147), на Рудном Алтае “по способу образования руды были частью седиментными, но в основном *гидротермально-метасоматическими*”.

СПЕЦИФИКА ДЕВОНСКОГО МАГМАТИЗМА

Исследования, основанные на комплексе геохронологических (U-Pb, Rb-Sr, ⁴⁰Ar-³⁹Ar) методов, структурных характеристиках главных межплитных сдвиговых зон и на изучении сопряженных с ними пиков гранитообразования внутри различных Алтайских террейнов, показывают, что для среднего–позднего девона обнаруживается связь между периодами главных сдвиговых деформаций и масштабами гранитообразования. Активизация сдвиговых деформаций, процессов метаморфизма с характеристиками *HT/LP*-типа (M2) и переустановка K-Ar изотопной системы в метаморфических комплексах соответствуют времени 384–365 млн лет назад (Плотников и др., 2001), сменив более раннюю обстановку сжатия раннего девона (Государственная..., 2001). На этот же интервал времени (383–360 млн лет, U-Pb) приходится масштабное гранитообразование, с резким

преобладанием низкокальциевых и существенно калиевых гранитоидов известково-щелочной серии, а также прекращение вулканизма в линейных надсубдукционных ареалах и формированием локальных ареалов бимодального вулканизма, в том числе — антидромного, включающего щелочные базальты с внутриплитными геохимическими характеристиками (Крук, Сеников, 2012; Крук, 2015). Как отмечалось выше, ряд авторов предполагают, что с этого времени эволюция Алтайской активной окраины, вплоть до начала коллизии Сибирского и Казахстанского континентов в середине карбона, могла происходить в режиме окраинно-континентального скольжения литосферных плит.

На Рудном Алтае с инициальным магматизмом, начавшимся в позднем эмсе, было связано извержение эффузивов кислого состава (Вулканогенные..., 1978; Государственная..., 2001), внедрение комагматичных гранитоидов (алейского комплекса; U-Pb метод, SHRIMP-II ~395–384 млн лет; Куйбиди и др., 2015; Козлов, 2015) и субвулканических риолит-порфиров (мельнично-сосновского вулканического комплекса; U-Pb метод, LA-ICP-MS ~392–378 млн лет (Kuibida et al., 2020) и их аналогов). Предшественниками было отмечено, что по своим особенностям магматические образования обладают переходными геохимическими характеристиками между надсубдукционными и рифтогенными (Миронов и др., 1998; Промыслова, 2005; Кузнецов и др., 2019). Исследования стратотипических разрезов в СЗ части Рудного Алтая (Государственная..., 2001) показывают, что от раннего эйфеля к позднему живету существовала тенденция к снижению содержаний SiO_2 (от 74.26 до 67.81 мас.%), суммы щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 6.03\text{--}7.89$ мас.%; фиг. 2а; Рессерилло, Taylor, 1976; Rickwood, 1989), и изменению составов от известково-щелочной серии в сторону толеитовой ($\text{Zr}/\text{Y} = 3\text{--}6.6$, $\text{Zr} < 350$ ppm; фиг. 2б). Кроме этого, наблюдается сдвиг составов кислых вулканических пород в сторону составов магм A_2 -типа ($[\text{Nb} + \text{Y} + \text{Zr} + \text{Ce}] < 347$ ppm), $\text{Ga}/\text{Al} = 1.26\text{--}3.52$, Zn (9–187 ppm); Whalen et al., 1987; Sylvester, 1989; фиг. 2в). По своим геохимическим характеристикам ($\text{La}/\text{Yb}_{\text{cn}} = 2.11\text{--}10.09$, $\text{Gd}/\text{Yb}_{\text{cn}} = 0.96\text{--}1.29$, $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.32\text{--}0.51$; $\text{Eu}^* = \text{Eu}_n/(\text{Sm}_n * \text{Gd}_n)^{1/2}$) инициальные риолитовые лавы (ранний эйфель) наиболее близки к магмам, связанным с флюидонасыщенными условиями частичного плавления коровых субстратов (фиг. 2г), что, по мнению большинства исследователей, контролируется режимом дегидратации субдуцирующей

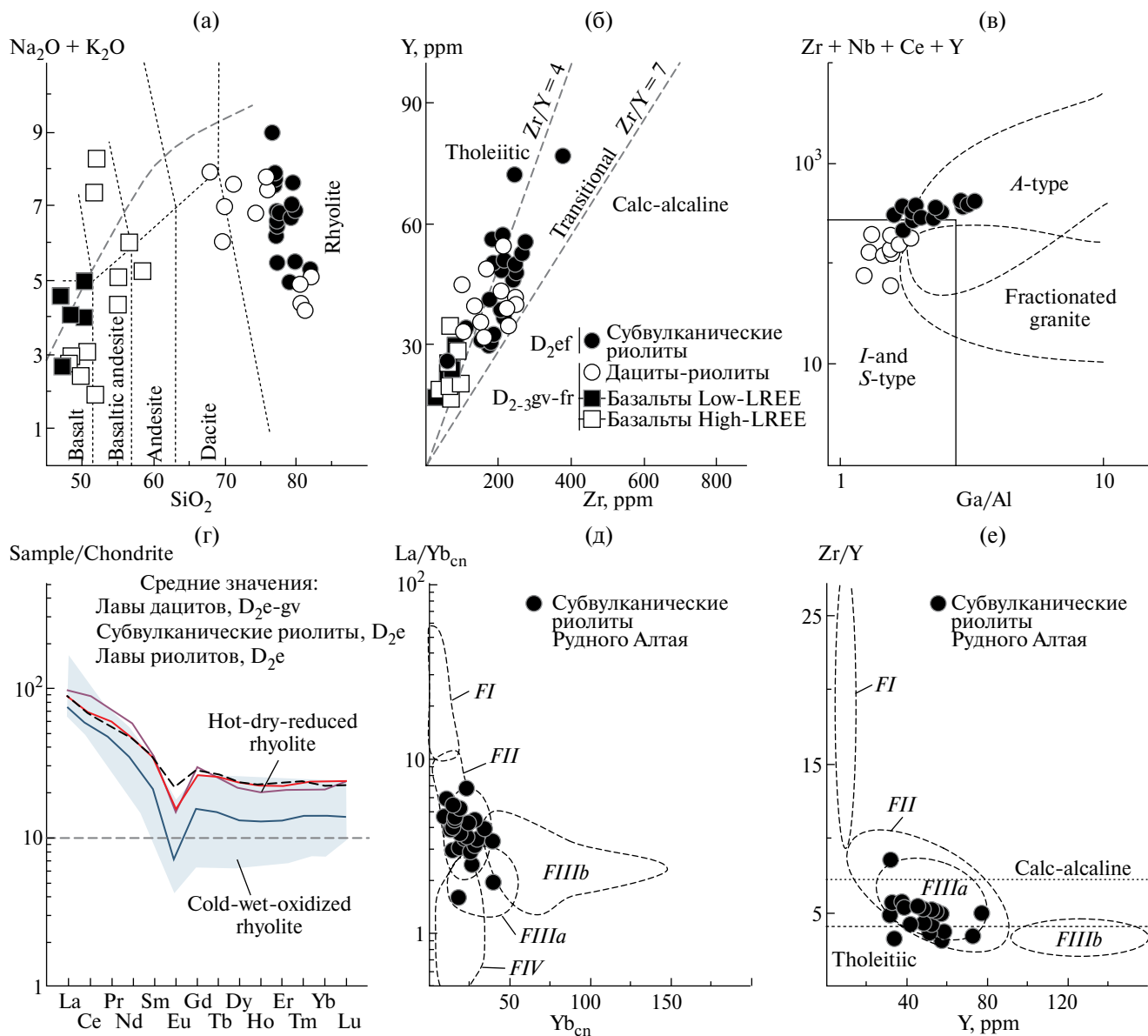
плиты (Bachman, Bergantz, 2008; Tamura et al., 2009). Поздние эффузивы дацит-риолитового состава (живет-фран) отличаются более обогащенными спектрами REEs ($\text{La}/\text{Yb}_{\text{cn}} = 2.87\text{--}5.18$, $\text{Gd}/\text{Yb}_{\text{cn}} = 1\text{--}1.55$, $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.36\text{--}0.73$; фиг. 2г) и могли быть связаны с более редуцированными условиями частичного плавления (Kuibida et al., 2020), по сравнению с предшествующим кислым вулканизмом.

По своим геохимическим особенностям кислые эффузивы живет-франа наиболее близки к субвулканическим риолит-порфирам бимодальных ассоциаций рифтогенных обстановок, связанных с энсиалическими островными дугами, например рифт Куроко, трог Окинава (Shinjo et al., 1999; Yamada et al., 2012), рифт Таупо (Deering et al., 2008). Ранее группой авторов (Lentz, 1998; Barrie, Hannington, 1999; Hart et al., 2004; Piercey et al., 2006) была разработана геохимическая классификация вулканических пород кислого ряда, которая была использована в качестве оценочного критерия при поиске колчеданных месторождений в вулканогенных формациях. По набору геохимических признаков (La/Yb , HFSEs) субвулканические риолит-порфиры Рудного Алтая, согласно этим авторам, соответствуют так называемому “FII”-типу фанерозойских кислых магм (фиг. 2д, е). Петрогенетические модели предусматривают образование магм подобного типа путем частичного плавления с постепенным уменьшением глубин их магмогенерации в обстановках рифтогенеза, где тепловой поток, обусловленный подъемом горячей мантии и утонением континентальной литосферы, способствует возникновению областей частичного плавления на различных уровнях земной коры (Ярмолюк и др., 2000). Повышение эффективности теплопередачи за счет подъема базитовых магм через тектонически проницаемые зоны предопределяет также и более интенсивную циркуляцию рудоносных гидротермальных флюидов.

Интерпретация тектонической эволюции Рудно-Алтайского блока (Kuibida et al., 2020), рассматривает последовательность формирования кислого вулканизма в эйфеле-живете как отражение прогрессирующего рифтогенеза. Активной стадии рифтогенеза соответствовал живет-франский этап с извержениями эффузивов базитового ряда. Внедрение их магм на этом временном отрезке наследовалось масштабной генерацией гранитоидов разных геохимических типов, чей объем за относительно короткий период (378–363 млн лет) превысил половину

такового от всего предшествующего интрузивно-го вещества в Рудном Алтае (Государственная..., 2001; Kruk et al., 2024). На рифтогенную природу базальт-риолитовой формации Рудного Алтая ранее указывали Г.Ф. Яковлев и др. (1972; Вулканогенные..., 1978), Е.И. Филатов и Е.П. Ширай (1975), Г.Н. Щерба (1983), В.В. Кузнецов и др. (2019; Кудрявцева и др., 2022). Согласно (Гладких, 1992; Миронов и др., 1998), базитовый вулканизм

девонской формации по геохимическим и петрохимическим признакам являлся переходным между толеитовой и известково-щелочной сериями. Согласно данным (Миронов и др., 1998; Промыслова, 2005), базальты сочетают геохимические характеристики пород срединно-океанических хребтов, островных дуг и континентальных платобазальтов. Унаследованность общих петрогеохимических черт основными и кислыми



Фиг. 2. Геохимическая классификация рудноалтайских пород кислого ряда. (а–в). Классификационные диаграммы: (а) SiO_2 –($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) (Irvine, Baragar, 1971; Le Maitre et al., 1989), (б) Zr – Y (Lentz, 1998; Piercey et al., 2006) и (в) Ga/Al – HFSEs (Whalen et al., 1987; Sylvester, 1989), иллюстрирующие принадлежность вулканических пород Рудного Алтая к бимодальной ассоциации, переходной от известково-щелочной к толеитовой серии, и их рифтогенные геохимические характеристики; (г) спектры REEs, нормированные к хондриту (Sun, McDonough, 1989), в сравнении с “cold-wet-oxidized” и “hot-dry-reduced” риолитами Новой Зеландии (Bachmann, Bergantz, 2008); (д, е) классификационные диаграммы для девонских риолитов Рудного Алтая в сравнении с “FII”-типом риолитами (Barrie, Hannington, 1999; Hart et al., 2004): (д) $\text{La}/\text{Yb}_{\text{cn}}$ – Yb_{cn} и (е) Zr/Y – Y .

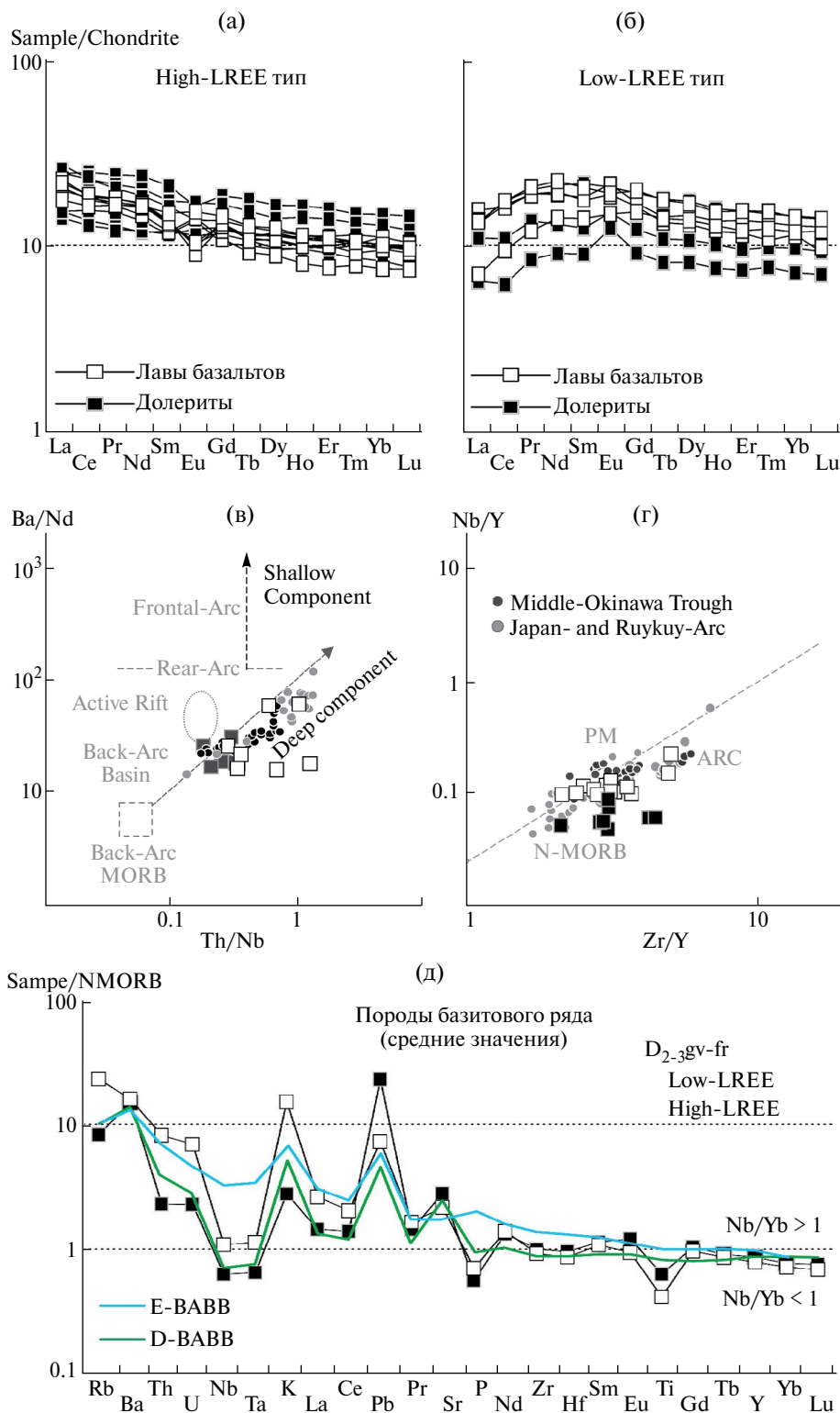
лавами в пределах отдельно взятых рудных полей рассматривалась (Гладких, 1992) как свидетельство образования пород формации из единого магматического источника или близкородственных источников. Предварительные исследования (Куйбида, 2019) показали, что базальтовый вулканизм, относимый к живетско-франскому уровню, обладал смешанными геохимическими характеристиками между таковыми в островных дугах и задуговых бассейнах или мог соответствовать зонам растяжения тыловых частей островных дуг.

Наиболее интенсивно режим растяжения в Рудном Алтае проявился в так называемом Змеиногорско-Быструшинском прогибе, сопровождаясь трещинными извержениями лав и внедрением межпластовых субвулканических интрузий базитового состава (Государственная...2001). Прогибу соответствует крупная синклиновая структура северо-западного простирания, протяженностью более 150 км, при ширине 25–30 км, осложненная системой многочисленных складок и разрывных нарушений. По локальным различиям в строении разреза прогиб разделен на Змеиногорскую и Шипунихинскую вулканические зоны. Широкое развитие в стратиграфических разрезах темно-серых до черных углеродсодержащих алевролитов указывает на относительно глубоководные обстановки формирования в живет-франское время (Государственная..., 2001).

Составы пород базитового ряда, изученных в Змеиногорско-Быструшинском прогибе, имеют толеитовые геохимические характеристики, подобно таковым большинства окраинно-континентальных конвергентных обстановок ($\text{SiO}_2 = 48\text{--}57$ мас.%, $\text{FeO}^*/\text{MgO} = 1.3\text{--}2.7$, $\text{TiO}_2 = 0.8\text{--}1.8$ мас.%, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 15\text{--}18$ мас.%, $\text{Mg\#}$ (39–59), $\text{La/Yb}_n = 0.6\text{--}3.2$, $\text{Zr/Y} = 2\text{--}4$, $\text{Ni} = 14\text{--}138$ ppm, $\text{Cr} = 47\text{--}294$ ppm; фиг. 3а, б). На редко-элементных диаграммах, нормированных к хондриту (фиг. 3а, б; Sun, McDonough, 1989), выделяются два геохимических типа, обладающих слабо обогащенными и слабо деплетированными спектрами легких лантаноидов (LREEs: $\text{La/Sm}_n = 1.52\text{--}1.67$ и $0.5\text{--}0.65$ соответственно), и пологими спектрами распределения тяжелых лантаноидов правой части спектров (HREEs: $\text{Gd/Yb}_n = 1.04\text{--}1.23$). Мультиэлементные спектры, нормированные к N-MORB (фиг. 3д, Sun, McDonough, 1989), демонстрируют характерное для островодужных магм преобладание крупно-ионных литофильных элементов (LILEs: Rb, K, Ba, Sr) над высокозарядными (HFSEs:

Nb, Ta, Zr, Hf, Ti) и выраженную Nb (Ta) аномалию ($\text{Nb} = 1.2\text{--}3$ ppm, $\text{Nb/La}_{\text{morb}} = 0.27\text{--}0.58$, $\text{Nb/Th}_{\text{morb}} = 0.06\text{--}0.17$). Тем не менее принадлежность изученных базальтов к бимодальной толеитовой формации, сформированной в мелководно-морской обстановке, и их очевидная рифтогенная природа, обусловленная генетической связью с развитием локальных тектонических депрессий в пределах Змеиногорского-Быструшинского прогиба, позволяют сравнивать их с вулканическими формациями обстановок растяжения краевых частей некоторых задуговых бассейнов восточной окраины Азиатского континента (Chen, Lee, 1996; Shinjo et al., 1999, 2000; Yagi, 2001; Shikazono et al., 2008; Yamada et al., 2012; Guo et al., 2018; Li et al., 2018). Петролого-геохимические исследования показывают, что магмы базитового ряда, сформированные как в островных дугах, так и в их задуговых бассейнах, имеют деплетированный мантийный источник (DM), который обогащен несовместимыми элементами, связанными с субдукцией (Shinjo et al., 1999; 2000; Guo et al., 2018; Li et al., 2018). Рядом авторов отмечено, что отличительной особенностью базальтов задуговых бассейнов (BABV; Pearce, Stern, 2006; Hirahara et al., 2015) является варьирующая степень обогащения субдукционным компонентом, который коррелирует с удаленностью по отношению к конвергентной зоне и не настолько явно выражен, как в островодужных магмах.

Индикаторные Ba/Nb (15–242) и Th/Nb (0.08–0.83) отношения (Pearce, Stern, 2006) в составах изученных пород, отражающие влияние так называемых “общего” и “глубинного” субдукционных компонентов, указывают на изменение вектора составов от базальтов тыловых частей островных дуг к таковым задуговых бассейнов (фиг. 3в). В Змеиногорско-Быструшинском прогибе в породах первого геохимического типа соотношения умеренно неконсервативных элементов, наименее растворимых во флюиде и отражающих частичное плавление субдуцируемых осадков, имеют относительно низкие значения Th (0.7–1.8 ppm), La (5–13 ppm) и $\text{Th/La}_{\text{pm}} = 1\text{--}1.8$ отношения. Эти показатели, хотя и сопоставимы с таковыми в субдукционных базальтах ($\text{Th/La}_{\text{pm}} > 1$), тем не менее, только немного превышают модельные значения, рассчитанные для флюидов, находящихся в равновесии со своим источником в субдуцирующей плите (Th = 0.03–0.4, La = 2–11 ppm; Kelemen et al., 2003). Породы второго геохимического типа имеют еще более низкие отношения



Фиг. 3. Геохимическая классификация рудноалтайских пород базитового ряда. (а-б) Спектры распределения редкоземельных элементов, нормированные к хондриту (Sun, McDonough, 1989), иллюстрирующие два геохимических типа девонских базальтов Рудного Алтая; (в-г) Диаграмма Th/Nb–Ba/Nd и Zr/Y–Nb/Yb для базальтов Рудного Алтая, иллюстрирующие вклад субдукционного компонента и типы мантийных источников (Pearce, Stern, 2006), в сравнении с базальтами фронтальных частей островных дуг Японии и Рюкю, и их задуговых бассейнов (Shinjo et al., 1999; Kimura et al., 2005; Guo et al., 2018). (д) Мультиэлементные спектры базальтов Рудного Алтая, нормированные к N-MORB (Sun, McDonough, 1989), в сравнении с деплетированными (D-BABB) и обогащенными (E-BABB) базальтами задуговых бассейнов (Pearce, Stern, 2006).

Th и La ($\text{Th}/\text{La}_{\text{pm}} = 0.3\text{--}0.7$), сопоставимые с N-MORB ($\text{Th}/\text{La}_{\text{pm}} = 0.4$), что, вероятно, отражает гораздо меньший вклад компонента, производного от осадочного, в их источнике расплавов. Таким образом, низкие индикаторные отношения этих элементов, указывают на то, что родительские магмы изученных базальтов не имели явной связи с процессами, происходящими в активных субдукционных зонах, и метасоматизированный мантийный клин, вероятно, не был для них доминирующим источником.

Значения отношений консервативных элементов Nb (Ta), Zr (Hf), Y, HREEs со сходными коэффициентами распределения соответствуют таковым в источнике, поскольку не зависят от степени плавления и фракционирования (Туркина и др., 2022). Соотношения Nb/Ta (11–22, Nb = 1.2–2.6, Ta = 0.12–0.16 ppm) в породах первой (11–22, Nb = 1.2–2.6, Ta = 0.12–0.16 ppm) и второй (Nb/Ta = 12–32, Nb = 0.6–3, Ta = 0.06–0.18 ppm) группы имеют нерегулярные вариации, при среднем Nb/Ta в DMM ~ 15 (деплетированная MORB мантия; Kelemen et al., 2003). Сильно фракционированные Nb/Ta отношения принято интерпретировать как признак вклада субконтинентальной литосферной мантии, которая уже испытывала плавление (Puchtel et al., 1997; Hollings et al., 1999) и которая, в нашем случае, была реактивирована в процессе рифтогенеза. За исключением отдельных случаев, соотношение Zr/Nb в большинстве пород первой (32–37) и второй (29–34) групп различаются, хотя и сравнимы с таковыми значениями в DMM (~34; Workman, Hurl, 2005), что в обоих случаях указывает на близость к истощенному мантийному источнику.

Соответственно, верификация Nb/Y и Zr/Y отношений (<1) приводит к аналогичному выводу для пород двух групп. Так, фигуративные точки их составов располагаются в основном ниже линии мантийной последовательности на диаграммах с мантийными источниками, хотя имеют различные значения индикаторных отношений (фиг. 3г; Pearce, Stern, 2006). Поскольку неконтаминированные составы пород первой и второй групп имеют различные $\epsilon_{\text{Nd(T)}}$ значения (+5.1 ... +6.0 и +7.4 соответственно) и величины Nb/Y отношений, это свидетельствует о частичном плавлении мантийных субстратов с различной степенью деплетированности, по оценкам (Workman, Hart, 2005). Приведенная интерпретация позволяет выдвинуть гипотезу об изменении характеристик мантийных источников при формировании

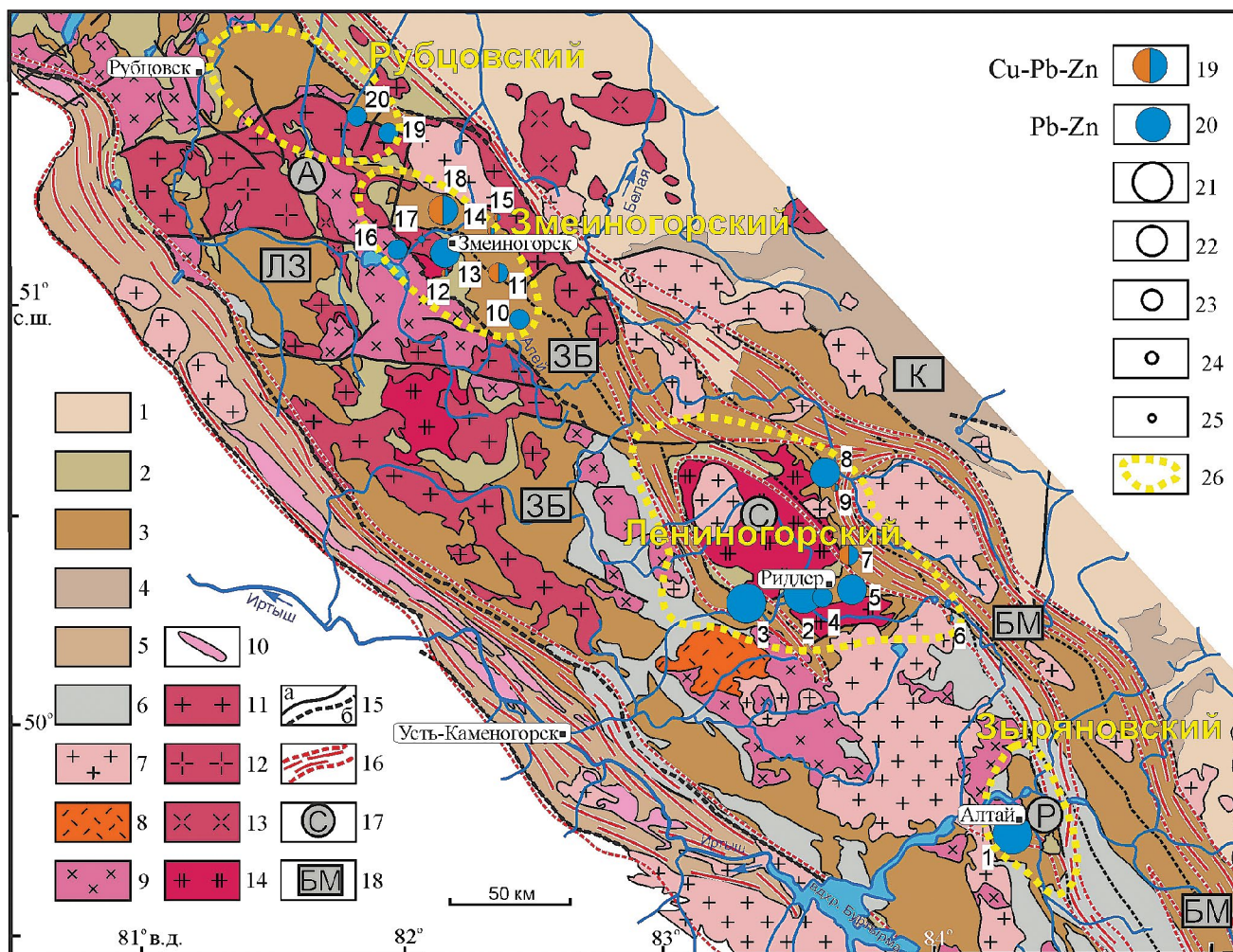
пород базитового ряда на живет-франском временном отрезке. Предполагается, что потенциальные источники инициальных базитовых магм могли являться продуктом частичного плавления вещества метасоматизированной сублитосферной мантии, на фоне постепенного вовлечения вещества астеносферы в область магмогенерации. Мантийный источник последующих базитовых фаз предположительно соответствовал веществу астеносферы, которая должна была подняться до уровня глубинности предшествующей области плавления. Неочевидной остается природа субдукционного компонента, который мог быть связан как с девонской субдукцией, так и быть унаследован от раннепалеозойских геодинамических событий. Полученные результаты согласуются с представлениями о развитии окраинных задуговых бассейнов Западно-Тихоокеанского типа, где область магмогенерации развивались от литосферы к астеносфере (Chen, Lee, 1996; Shinjo et al., 1999, 2000; Yagi, 2001; Shikazono et al., 2008; Yamada et al., 2012; Guo et al., 2018; Li et al., 2018).

ИСТОЧНИКИ РУДНЫХ КОМПОНЕНТОВ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РУДНОГО АЛТАЯ

Вопрос об источнике рудного вещества месторождений Рудного Алтая, как и источнике рудогенерирующих магматических расплавов, является дискуссионным и рассмотрен в целом ряде работ (Сатпаев, 1954/1999; Каюпов и др., 1957; Проблемы генезиса ..., 1977; Большой Алтай ..., 2000; Викентьев, 2004; Промыслова, 2005; Kuibida et al., 2020). При его обсуждении особый интерес представляют результаты недавнего Pb-изотопного исследования, выполненного с помощью современного высокоточного анализа методом MC-ICP-MS (Чернышев и др., 2023). Эти Pb-Pb данные получены нами для колчеданных месторождений и рудопроявлений различных рудных районов Рудного Алтая (фиг. 4, 5), находящихся как на территории России, так и Казахстана (Приложение S1*).

Галенит для анализа (пробы менее 0.001 г) был выделен в основном из полированных образцов руды под микроскопом с помощью иглы или микродрели. Изотопный анализ свинца проводили в ИГЕМ РАН (Москва) с использованием многоколлекторного масс-спектрометра с индуктивно связанной плазмой NEPTUNE (ThermoFinnigan, Германия). По данным анализа 61 образца сульфидов из 20 месторождений (Приложение S2*)

*Дополнительные материалы размещены в электронном виде по адресу: <https://doi.org/10.31857/S0016777024060016>

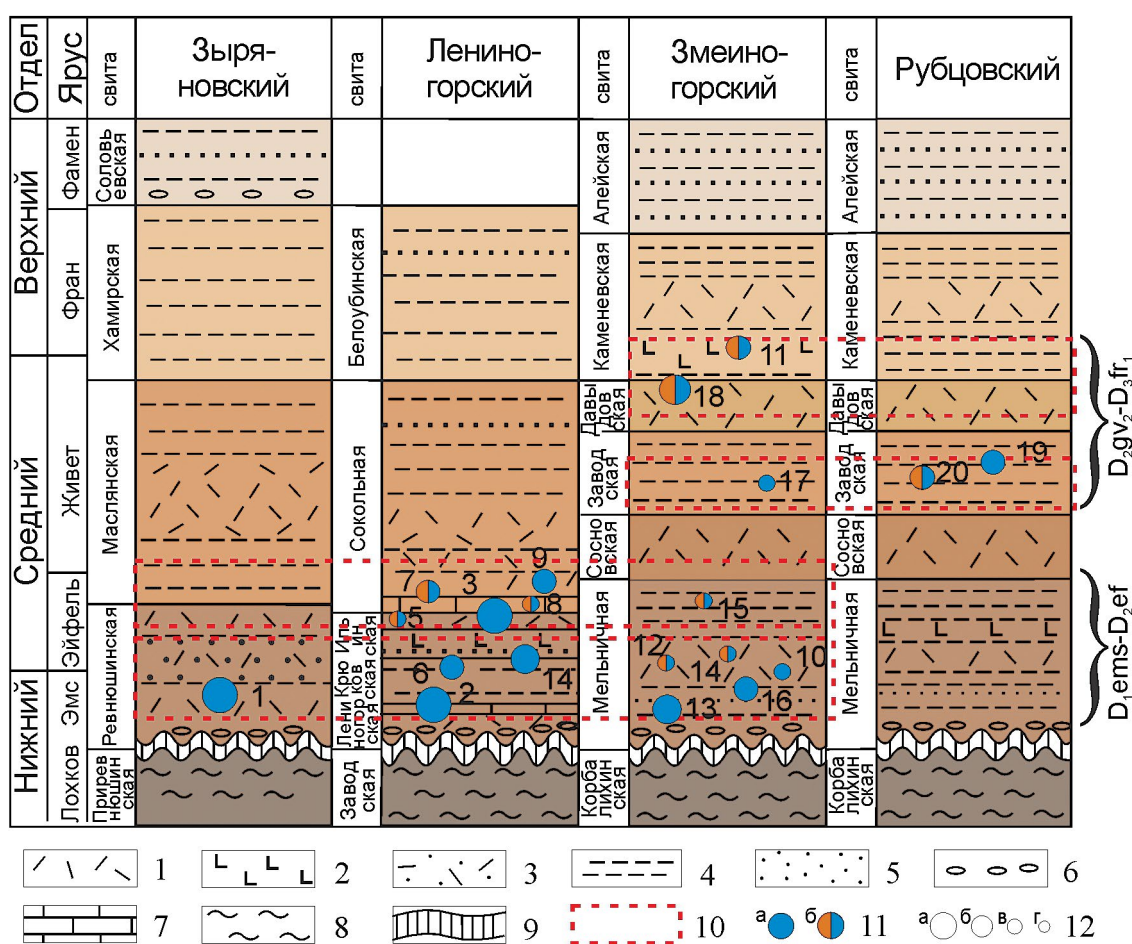


Фиг. 4. Схема размещения магматических комплексов Рудного Алтая, по (Куйбида и др., 2015) на основе (Геологическая..., 1956), с уточнениями и дополнениями, и позиция месторождений, для которых была изучена Pb-Pb систематика; 1 – юго-западная окраина Алтае-Саянской складчатой области (Горный Алтай, Pz); 2 – складчатый фундамент (турбидитовый бассейн) Рудного Алтая, S-D₁?; 3 – надсубдукционный вулканический пояс Рудного Алтая, D₁₋₃; 4 – Коргонско-Холзунский вулканический пояс в месте сочленения Горного и Рудного Алтая, S-D₂ – условно; 5 – отложения глубоководного палеожезоба Иртышской зоны, D₁₋₂; 6 – континентальные отложения, C₁; 7 – лениногорский, синюшинский и калбинский комплексы гранитоидов (объединенные), P₁-T₂; 8 – сержихинская свита (долериты, андезиты, плагиодациты, дациты, риолиты) и сержихинский вулканический комплекс (массивы щелочных гранитов, гипабиссальные малые интрузии и дайки гранит-порфиров и диоритовых порфиров), C₃-P₁; 9 – волчихинский и гилевский комплексы (кварцевые диориты, тоналиты, плагиограниты, гранодиориты), C₂₋₃; 10 – прииртышский комплекс в Иртышской сдвиговой зоне (граниты, плагиограниты), D₃-C₁; 11–13 – гранитоиды Горного и Рудного Алтая, D₃-C₁; 11 – змеиногорский комплекс (габбро, габбронориты, габбродиориты, диориты, кварцевые диориты, плагиограниты, лейкоплагиограниты), 12 – устьинский комплекс (лейкограниты), 13 – усть-беловский и боровлянский комплексы (гранодиориты, граниты, лейкограниты); 14 – алейский комплекс (плагиограниты), D₂; 15 – разломы картируемые (а) и предполагаемые (б); 16 – зоны смятия; 17 – поднятия (своды): А – Алейское, С – Синюшинское и Р – Ревнюшинское; 18 – прогибы: БМ – Белоубинско-Маймырский, ЗБ – Змеиногорско-Быструшинский, ЛЗ – Локтевско-Золотушинский, К – Коргонский; 19, 20 – состав руд: колчеданно-полиметаллический (19), золото-серебро-барит-полиметаллический (20); 21–25 – колчеданные месторождения суперкрупные (21), крупные (22), средние (23), малые (24) и рудопр. (25); 26 – границы рудных районов. Цифрами на схеме обозначены месторождения и проявления: 1 – Зырянское, 2 – Риддер-Сокольное, 3 – Тишинское, 4 – Долинное, 5 – Ново-Лениногорское, 6 – Выше-Ивановское рудопр., 7 – Шубинское, 8 – Чекмарь, 9 – Ермолаевское рудопр., 10 – Семеновское, 11 – Лазурское, 12 – Зайцевское рудопр., 13 – Змеиногорское, 14 – Комиссаровское рудопр., 15 – рудопр. Привет, 16 – Зареченское, 17 – Петровское рудопр., 18 – Корбалихинское, 19 – Степное, 20 – Таловское.

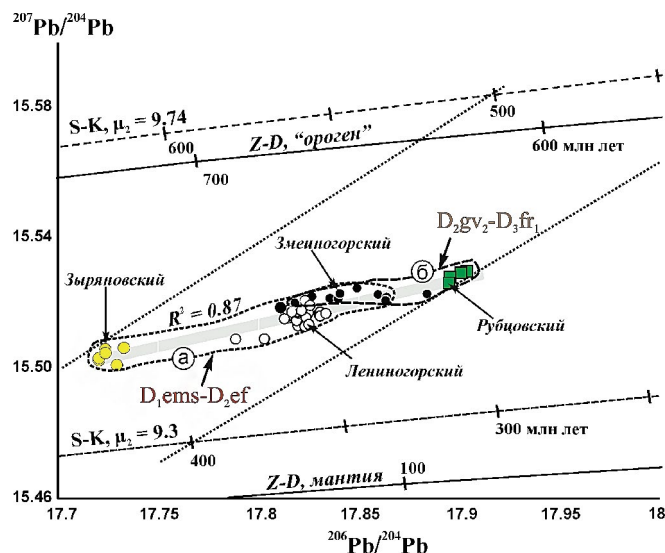
установлен узкий диапазон вариаций изотопного состава Pb (17.7204–17.9034, 15.5011–15.5297 и 37.6222–37.7280). Еще более высокая степень однородности, оцененная величиной коэффициента вариаций (v , %), проявлена внутри рудных районов ($v_{6/4} \leq 0.054$, $v_{7/4} \leq 0.012$ и $v_{8/4} \leq 0.020\%$) и особенно внутри месторождений ($v_{6/4} \leq 0.025$, $v_{7/4} \leq 0.010$ и $v_{8/4} \leq 0.013\%$). Такая гомогенность в изотопных параметрах рудного Pb является общим признаком месторождений, тесно связанных с магматизмом (например, Cu-порфировых,

VMS), а также свидетельством участия в их генезисе регионального по своим масштабам источника вещества (Bouse et al., 1999; Чернышев и др., 2008; Chugaev et al., 2020). Оценки величин $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ (μ_2) и $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$ (ω_2), полученные на основе двухстадийной модели Стейси–Крамерса (Stacey, Kramers, 1975), свидетельствуют, что эволюция свинца до момента его фиксации в рудах происходила в источнике с низкими и мало варьирующими $\mu_2 = 9.43\text{--}9.50$ и $\omega_2 = 35.8\text{--}36.3$. Величины приведенных модельных параметров полностью

Районы Рудного Алтая



Фиг. 5. Схема корреляции рудоносных уровней девонской системы изученных рудных районов Рудного Алтая, с учетом данных (Дубатовов и др., 1980; Козлов, Дубатовов, 1994; Беспаяев и др., 1997; Большой Алтай ..., 2000). 1–6 – преимущественный литолого-петрографический состав отложений девона: 1–3 – вулканогенный (преобладают: 1 – риодациты, 2 – базальты, 3 – туфы кислого состава); 4–6 – осадочный терригенный (преобладают: 4 – алевролиты, 5 – песчаники, 6 – конгломераты); 7 – известняки; 8 – зеленые сланцы; 9 – стратиграфические перерывы; 10 – рудоносные уровни; 11 – состав руд: золото-серебро-барит-полиметаллический, низкомедистый (а), колчеданно-полиметаллический (б); 12 – колчеданные месторождения суперкрупные (а), крупные (б), средние (в), малые и рудопоявления (г). Цифрами на схеме обозначены месторождения и проявления: 1 – Зыряновское, 2 – Риддер-Сокольное, 3 – Тишинское, 4 – Долинное, 5 – Ново-Лениногорское, 6 – Выше-Ивановское рудопр., 7 – Шубинское, 8 – Чекмарь, 9 – Ермолаевское рудопр., 10 – Семеновское, 11 – Лазурское, 12 – Зайцевское рудопр., 13 – Змеиногорское, 14 – Комиссаровское рудопр., 15 – рудопр. Привет, 16 – Зареченское, 17 – Петровское рудопр., 18 – Корбалихинское, 19 – Степное, 20 – Таловское.



Фиг. 6. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ изотопная диаграмма: представлены Pb-Pb данные, полученные по галениту из полиметаллических и колчеданно-полиметаллических месторождений Зырянковского, Лениногорского, Змеиногорского и Рубцовского рудных районов Рудного Алтая (Чернышев и др., 2023). На диаграммы пунктирными линиями нанесены эволюционные кривые модели (S–K) Стейси–Крамерса (1975), сплошными линиями — эволюционные кривые модели плюмботектоники (Z–D) Зартмана–Доу (1981), точечными линиями — Pb-Pb изохроны. На рисунке оговорены поля изотопного состава Pb месторождений, локализованных в породах $D_{1\text{ems}}-D_{2\text{ef}}$ (a) и $D_{2\text{gv}_2}-D_{3\text{fr}_1}$ (б) возрастов.

исключают вклад вещества коровых источников и астеносферной мантии при формировании рудной минерализации. Отмеченные особенности дают основание рассматривать подкоровую литосферную мантию в качестве главного источника рудной минерализации месторождений Рудного Алтая. Этот вывод согласуется с результатами геохимических и изотопно-геохимических (прежде всего, Sm–Nd) исследований рудогенерирующего бимодального девонского вулканизма.

Совокупность Pb–Pb данных также обнаруживает наличие корреляционных зависимостей в вариациях изотопного состава рудного Pb, с одной стороны, геологической позицией месторождений и возрастом руд, с другой. На Pb–Pb диаграммах в различных изотопных координатах эти зависимости выражены в виде линейных трендов, характеризующихся высокими величинами достоверности линейной аппроксимации ($R^2 \geq 0.84$). На фиг. 6 приведена одна из таких диаграмм в координатах ураногенных изотопов Pb. Вдоль тренда отчетливо проявлена группировка точек изотопных составов Pb в соответствии с принадлежностью к четырем конкретным рудным районам Рудного Алтая. Нижнее положение тренда определяют точки руд Зырянковского района, представленного в настоящей работе свинцово-изотопными

данными по месторождению Зырянское — одному из крупнейших в провинции. В верхней части линейного тренда расположены несколько более молодые по возрасту ($D_{2\text{gv}_2}-D_{3\text{fr}_1}$) руды месторождений Таловское и Степное Рубцовского рудного района. Линейные тренды изотопного состава Pb обосновываются как линии смешения свинца, отражающие, прежде всего, первичную изотопную (Pb–Pb) и химическую (U–Th–Pb) гетерогенность регионального источника.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ

Исследования тектонической эволюции современных конвергентных обстановок Западно-Тихоокеанского типа (на примере открытия Японского задугового бассейна) показывают, что на раннем транспрессионном этапе развития систем данного типа происходило заложение крупных сдвиговых зон, ориентированных конформно континентальной окраине, и оперяющих малоамплитудных разломов (Jolivet et al., 1994). Стадия начала открытия задугового бассейна маркируется формированием грабеноподобных структур и бассейнов типа пулл-апарт, формирующих совместно со сдвиговыми зонами

структурные парагенезисы (Otofuji et al., 1985; Kodama et al., 1995; Kinoshita, Yamaji, 2021; Hosoi et al., 2023). Показано, что в обстановках общего растяжения, вызванного откатом субдуцирующей плиты, происходит разнонаправленное вращение крупных континентальных блоков и латеральные лево- и правосдвиговые перемещения сопряженных с ним тектонических блоков вдоль главных сдвиговых зон и сопряженных разломов. Как показано во многих работах (Yagi et al., 2001; Tamura, 2003; Kimura et al., 2005; Okamura et al., 2005; Sato et al., 2007, 2014; Yamada, Yoshida, 2011; Yoshida et al., 2014 и др.), последовательная смена тектонических обстановок в пределах Японской конвергентной системы коррелирует с изменениями вещественных характеристик и пространственной локализацией очагов вулканизма в регионе. В пределах Рудноалтайского вулканического пояса также широко распространены тектонические макроструктуры, которые являются индикаторными для определения режимов проявления вулканизма, — крупные сдвиговые зоны и сопряженные с ними разломы, бассейны типа пулл-апарт, геолого-картографические свидетельства вращения отдельных блоков, маркируемые субвулканическими интрузиями и др. Поскольку реконструкция девонского этапа структурообразования и деформационных условий формирования месторождений осложняются эффектом наложенной тектонической реактивации (Викентьев, 1987; Дергачев, Старостин, 1988), для корректной интерпретации более информативными являются не столько структурные парагенезисы, сколько вещественные комплексы, обладающие признаками синтектонического формирования.

Для структурно-тектонических интерпретаций за основу взята специфическая особенность строения Рудного Алтая, которая заключается в наличии мелкомасштабных ромбовидных блоков, ограниченных разрывными нарушениями различной кинематики. Морфология таких блоков обусловлена северо-западной и субширотной ориентировкой главных разломов, а также субмеридиональным и северо-восточным простиранием сопряженных разломов (Государственная..., 2001). Данная конфигурация типична для трансензионных и транспрессионных тектонических обстановок (Woodcock, Fischer, 1986; McClay, Bonora, 2001; Anderson, Nourse, 2005; Fedorovsky, Sklyarov, 2010; Azizi et al., 2021 и др.). В первом случае наблюдаются парагенетические структурные ассоциации “push-up” (pop-up, rhomb horst) и “positive flower” (palm-tree) структур, во втором — “pull-apart” и “negative

flower” (tulip) структур. Становление в девоне бимодальной вулканической ассоциации на фоне синсдвигового растяжения указывает на преобладание трансензионного режима деформирования (растяжение со сдвигом). При формировании бассейнов “pull-apart” в приповерхностной зоне распространения хрупких деформаций образуются ограничивающие структуру разломы, соответствующие на глубине сильному утонению пластичного слоя. Под бассейном происходит подъем основания литосферы, а максимальное утонение литосферы соответствует областям наибольшего прогибания дна депрессии. Как следствие, образование бассейнов растяжения эффективно способствует локализованному апвеллингу астеносферы (Corti, Dooley, 2015), хотя не исключена и обратная причинно-следственная связь: проявление локального мантийного диапиризма, сопровождаемое латеральным тектоническим течением в самых верхних геосферах, способствует утонению земной коры. В качестве эталонного объекта для расшифровки этапов структурообразования наиболее представительна северо-западная часть Рудного Алтая, которая наиболее полно, на наш взгляд, сохранила первичные тектонические макроструктуры.

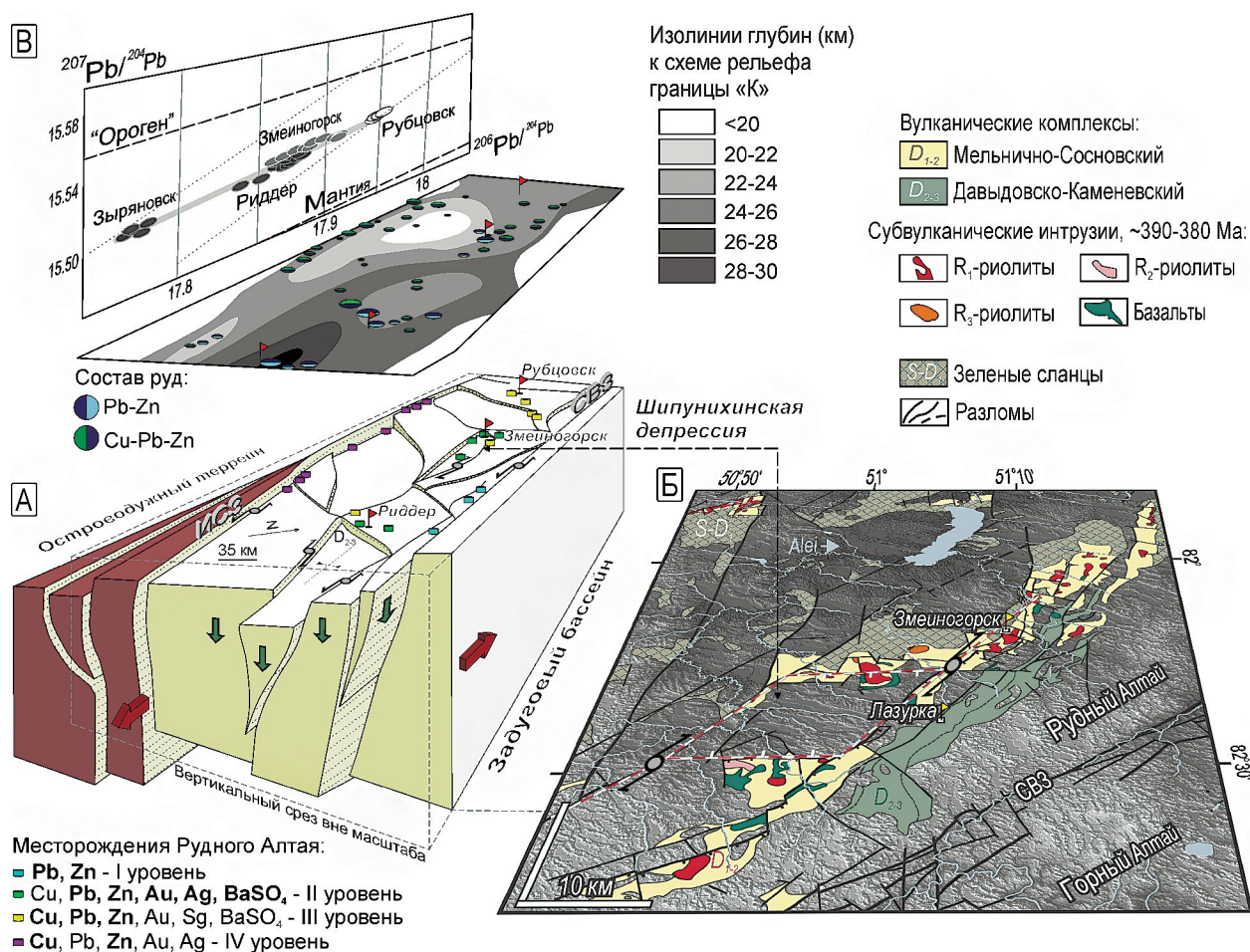
В строении обсуждаемого района участвуют Алейское поднятие и Змеиногорско-Быструшинский прогиб (Государственная..., 2001). Алейское поднятие представляет собой выход раннепалеозойского структурного этажа, сложенного метаморфизованными породами палеошельфа. Прогибу, расположенному к северо-востоку от Алейского поднятия, соответствует крупная синклиновая структура северо-западного простирания, протягивающаяся более чем на 150 км при ширине 25–30 км. На северо-востоке он граничит по разломам Северо-Восточной зоны смятия со структурами Горного Алтая. Внутренняя структура прогиба сложная, она обусловлена сочетанием многочисленных вулкано-тектонических, складчатых и разрывных элементов. В строении палеодепрессии участвуют отложения среднепалеозойского структурного этажа, смятые в протяженные линейные складки, преимущественно северо-западного простирания. На основе различий в строении стратифицированных отложений прогиб разделен на Змеиногорскую вулканическую зону и Шипунихинскую зону с угнетенным вулканизмом (Государственная..., 2001).

Блоки, сложенные вулканогенными формациями эйфеля-живета, вытянуты как вдоль линейных тектонических зон СЗ простирания, так и подчинены серии разломов

субмеридиональной ориентировки, ограничивающих *Шипунихинскую депрессию* (фиг. 7а, б). С обсуждаемой структурой связан наиболее интенсивный режим растяжения, проявившийся на Рудном Алтае в живете-фране. Деформации растяжения сопровождалась в этот период трещинными извержениями лав и внедрением межпластовых субвулканических интрузий базитового состава. В нижних частях разреза данной депрессии присутствуют все характерные для региона вулканогенные формации от раннего эйфеля до раннего живета. Самые поздние субвулканические интрузии, также относящиеся к живете-франскому эпизоду, приурочены к разломам северо-западного и субмеридионального простирания в обрамлении Шипунихинской депрессии, занимая тектоническую позицию, аналогичную предшествующим вулканогенным

формациям. Таким образом, хотя в живетское время и произошла смена геохимического типа вулканизма от кислого к основному составу, внедрение магм контролировалось прежними региональными структурами. Пространственная же конфигурация геологических тел, сложенных изученными вулканогенными формациями, определенно указывает на их образование под контролем сдвиговых перемещений вдоль разломов северо-западного простирания и развития сопряженного бассейна типа “pull-apart”, представленного в данном случае Шипунихинской депрессией.

Согласно результатам аналогового и численного моделирования (Dooley, McClay, 1997; Dooley, Schreurs, 2012), выделяется три геометрических типа структур “pull-apart”: ромбовидный, прямоугольный, обратный ромбовидный (“lazy-Z”,



Фиг. 7. Схематичное изображение предполагаемого тектонического строения Рудного Алтая в среднем девоне (А); схема расположения Шипунихинской депрессии (Б), по (Kuibida et al., 2020); (В) схема рельефа поверхности Конрада (Большой Алтай..., 1998), с вынесенными точками месторождений и диаграммой изотопных отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, иллюстрирующей эволюцию изотопных составов от месторождений Зырянского рудного района к месторождениям Рубцовского рудного района Рудного Алтая.

“-S”). Шипунихинская депрессия, в соответствии с параметрами бассейна (угол между главным разломом сдвиговой кинематики и сопряженными разрывами, оконтуривающими бассейн, составляет 45° – 47°), относится к первому типу. Ромбовидные бассейны, в свою очередь, делятся на симметричные и асимметричные. В исследовании (Sugan et al., 2014) показано, что образование структур первого типа приурочено к разломам, по которым происходят равновеликие перемещения тектонических блоков. При этом асимметричные бассейны образуются при соотношении перемещения блоков 1 : 2 и более. Судя по своим геометрическим характеристикам, Шипунихинская депрессия относится к симметричным ромбовидным структурам. В соответствии с моделью формирования бассейнов подобного типа и ориентировкой разломов, для главного разлома северо-западного простирания надежно идентифицируется правосдвиговая кинематика перемещений. Моделируемые значения угла между главным и сопряженными разломами составляют $30 \pm 5^{\circ}$ (Bertoluzza, Perotti, 1997; Wu et al., 2019). Положительные отклонения от модельных значений в Шипунихинской депрессии могут объясняться длительным полистадийным формированием структуры при неизменном сдвиговом стиле деформаций (ср., Gürbüz, 2010). Наблюдаемые отклонения характерны для многих природных объектов, образование которых связано с режимом окраинно-континентального скольжения литосферных плит. Например, бассейны “pull-apart” в пределах активного Северо-Анатолийского правого сдвига обладают значениями острого угла 28° – 48° (Gürbüz, 2010), а бассейны Мертвого моря – 58° – 64° (Basile, Brun, 1999). В некоторых случаях углы между разломами достигают значений более 90° (“lazy-Z”, “-S” тип), что интерпретируется как свидетельство существования обстановок локального растяжения при общем сжатии со сдвигом – транспрессии (Bertoluzza, Perotti, 1997). С учетом кинематических характеристик и пространственного положения разломов, девонскую структуру Рудноалтайского блока можно рассматривать как комбинацию “negative flower (tulip)” структур (фиг. 7а, б).

КОНЦЕПТУАЛЬНЫЙ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ СЦЕНАРИЙ

В процессе эволюции ЦАСП происходили многократные пересечения протяженными конвергентными зонами гетерогенных по строению и происхождению террейнов, их периодическая

аккреция и фрагментация, а на заключительной позднепалеозойской стадии структурный план региона изменился в результате общей амальгамации континентов и широкого развития сдвиговой тектоники. Таким образом, возникают очевидные трудности в геодинамических интерпретациях, обусловленные тектонической перестройкой ансамбля террейно-орогенного обрамления Сибирского континента при более поздних деформациях, включая перемещения разнородных блоков крупно-амплитудными сдвигами (Буслов, 2011). Это приводит к “смешению” классических признаков, установленных для идентификации геодинамических обстановок, аналогичных современным, и вызывает разное толкование при палеореконструкциях.

Современные фундаментальные знания в области изучения системы “континент–океан” основаны на хорошо задокументированной кайнозойской тектоно-магматической летописи восточной окраины Азии (Ханчук и др., 1997; Shinjo et al., 2000; Stern, 2004; Okamura et al., 2005; Леликов и Емельянова, 2007; Zhu et al., 2010; Мартынов и Ханчук, 2013; Ярмолюк и др., 2013; Диденко и Ханчук, 2019). Последние исследования, основанные на модели “Расширяющегося субдукционного орогена” (Extension subduction orogen; Collins, 2002), демонстрируют конкретные механизмы развития подобных конвергентных систем. Предлагается, что движущей силой их эволюции является изменение геометрии и откат субдуцирующей плиты в совокупности с внедрением астеносферного диапира в зону субдукции, что приводит к миграции вулканического фронта, расширению задугового бассейна и, соответственно, к интерференции геохимических признаков магматизма. Однако на примере развития Японского задугового бассейна видно, что процесс не является однонаправленным – вполне возможно чередование эпизодов растяжения и сжатия в случае обратно-поступательного движения субдуцирующей плиты. Для расшифровки таких механизмов принято рассматривать интегральную информацию, полученную при анализе взаимосвязей между тектоническими событиями и генетическими типами магматизма, отражающими глубинные эндогенные процессы (например, Lallemand, Jolivet, 1986; Jolivet et al., 1994; Okamura et al. 2005; Kimura et al., 2005; Yamada, Yoshida 2011; Yoshida et al., 2014; Sato et al., 2014 и др.). При этом важная роль отводится расшифровке характера мантийных источников при миграции зоны субдукции, поскольку сначала продуцируются магмы

островодужного типа, а затем в процессе открытия задугового бассейна и подъема астеносферного диапира в них начинают преобладать геохимические метки N-MORB и E-BABB типов. Как показано в работах многих авторов, последовательная смена тектонических обстановок в пределах конвергентной системы Западно-Тихоокеанского типа коррелирует с изменениями вещественных характеристик и пространственной локализацией центров вулканизма региона.

Месторождения Рудного Алтая, с определенными оговорками (см. дискуссию в Викентьев, 2004), можно отождествлять с современными гидротермальными полями западной части Тихого океана, то есть с деятельностью черных курильщиков. Фрагменты сульфидных труб были найдены в разных частях металлогенического пояса (Масленников, 2014; Кузнецова, 2019). В мировой практике подобные геологические обстановки принято рассматривать в контексте процессов литосферного растяжения, связанных или с рифтогенезом океанических островных дуг, или с формированием задуговых бассейнов (Kerrick, Wyman, 1996; Lentz, 1998; Barrie, Hannington, 1999; Викентьев, 2004; Hart et al. 2004; Galley et al., 2007; Piercey, 2011; Yamada, Yoshida, 2011). Следует отметить, что во многих геодинамических реконструкциях Рудноалтайский блок рассматривался как фронтальная часть девонской активной окраины, но не уделялось должного внимания крупно-амплитудным сдвиговым деформациям, активно начавшимся в позднем девоне и приведшим к значительному смещению окраинных территорий Сибирского палеоконтинента (Буслов, 2011). Поскольку в настоящее время Рудноалтайский блок граничит через Иртышскую сдвиговую зону со структурно-вещественными комплексами Иртыш-Зайсанского палеоокеана, его территория, со специфическим бимодальным вулканизмом и месторождениями VMS-типа, вероятнее всего, может не соответствовать островной дуге, хотя и генетически быть связанной с ней. В этом контексте авторы настоящей статьи придерживаются модели миграции вулканического фронта от континента к океану, с рифтогенезом и расширением задугового бассейна, по образу развития обстановок Западно-Тихоокеанского типа (Ханчук и др., 1997; Shinjo et al., 2000; Stern, 2004; Kimura et al., 2005; Okamura et al., 2005; Zhu et al., 2010; Ярмолюк и др., 2013; Мартынов и Ханчук, 2013; Диденко и Ханчук, 2019; Емельянова и др., 2020).

ФАКТОРЫ РУДОПРОДУКТИВНОСТИ

Как показано на фиг. 7а, большинство полиметаллических месторождений Рудного Алтая (первый и второй возрастные уровни) приурочено к разрывным нарушениям северо-западного простирания и/или к узловым зонам их пересечения с разломами субширотной ориентировки. Колчеданно-полиметаллические месторождения (третий возрастной уровень) расположены преимущественно вдоль субширотных разрывов и в узловых точках (Палеовулканологический..., 1984; Гаськов и др., 1991; Кашин и др., 2013; Кузнецов и др., 2019 и др.). Данное наблюдение с высокой вероятностью указывает на то, что разломы северо-западного и субширотного простирания в средне-позднедевонское время, с точки зрения тектонических факторов рудопродуктивности, формировали единую рудоконтролирующую систему. Наиболее крупные полиметаллические и колчеданно-полиметаллические месторождения Рудного Алтая формируют два пояса, тяготеющие к Иртышской и Северо-Восточной зонам смятия. Закономерное расположение месторождений, вероятно, было обусловлено повышенной проницаемостью данных структур корового масштаба. Схема рельефа поверхности Конрада подчеркивает северо-западную ориентировку главных тектонических элементов региона (Щерба и др., 1984; Беспаяев и др., 1997; Большой Алтай..., 2000). Однако высокой корреляции между размещением месторождений и глубиной этой граничной поверхности не наблюдается (Беспаяев и др., 1997; Большой Алтай..., 2000). На наш взгляд, данное несоответствие является отражением постдевонских событий – коллизионной перестройкой структур региона и влияния синорогенного магматизма.

Определяющая роль ранне-среднедевонского магматизма в рудогенезе колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая сейчас не вызывает сомнений, однако геодинамические условия, как и источники рудообразующего магматизма остаются дискуссионными. В то же время, совокупность современных данных поддерживает базирующийся на рассмотренных выше результатах изучения изотопного состава рудного свинца (см. фиг. 6) вывод о том, что относительно молодая (раннепалеозойская) литосферная мантия являлась обширным по масштабу региональным источником вещества колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая (Чернышев и др., 2023). Такая интерпретация

Pb-Pb изотопных данных согласуется с ранее высказанной точкой зрения об участии вещества подкоровой литосферной мантии в петрогенезисе кислых рудоносных расплавов (Гаськов, 2015; Кузнецов и др., 2019). Важно подчеркнуть, что по сравнению с другими пространственно близкими террейнами Центрально-Азиатского складчатого пояса, включая Китайский Алтай (Chiaradia et al., 2006), рудный свинец Рудноалтайского террейна обладает наименее радиогенным составом по содержанию всех трех изотопов ^{206}Pb , ^{207}Pb и ^{208}Pb , что поддерживает представление о заметном мантийном вкладе в образование его колчеданных месторождений.

Возвращаясь к вопросу о корреляции изотопного состава Pb с геологической позицией рудных районов и месторождений, отметим следующее. Зырянский, Лениногорский, Змеиногорский и Рубцовский рудные районы образуют линейный пояс северо-западного простирания, являющийся одним из латеральных элементов металлогенической зональности Рудного Алтая. Зональность, отражающая геолого-вещественную неоднородность региона, проявляется в смене подтипов колчеданных месторождений (Zn-Cu, Cu-Pb-Zn, Pb-Zn) с уменьшением в их составе содержания Cu и возрастанием содержания Pb с юго-запада на северо-восток — вкрест протирания пояса Рудного Алтая. В этом же направлении увеличивается содержание калия в вулканических породах (Авдонин и др., 1987), а по данным измерений геофизических параметров происходит возрастание толщины коры (Щерба и др., 1984; Беспяев и др., 1997). Как упоминалось выше, с востока и юго-востока на запад и северо-запад на Рудном Алтае положение пика вулканизма смещается вверх по разрезу девона (идет его “омоложение”), отражая общую миграцию вулканизма. Со временем состав его продуктов эволюционировал, результатом чего стал наблюдаемый в разрезах вулканической формации рост доли основных пород. Это также отражается в региональной металлогенической зональности: с юго-востока на северо-запад в Змеиногорско-Зырянской подзоне доля меди в составе руд заметно растет, и Pb-Zn месторождения сменяются Cu-Pb-Zn залежами.

Одна из причин геолого-вещественной неоднородности Рудноалтайской провинции, вероятно, состояла в различиях субстрата, участвовавшего в выплавлении магм в источнике в ходе эволюционного развития рудоносной бимодальной базальт-риолитовой ассоциации. Характер неоднородности состава источника рудного

свинца в регионе, вероятно, закономерно изменялся, хотя и не так значительно, вдоль упомянутого регионального пояса колчеданно-полиметаллических месторождений северо-западного простирания, о чем свидетельствует тот факт, что последовательность размещения Зырянского, Лениногорского, Змеиногорского и Рубцовского рудных районов вдоль пояса повторяет последовательность расположения полей этих районов на диаграмме вдоль тренда, отражающего постепенное изменение изотопного состава Pb (фиг. 7в).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Антидромная природа развития базальт-риолитового магматизма обусловила специфическую металлогению региона, выражающуюся в смене барит-полиметаллических и полиметаллических месторождений на эмско-эйфельском этапе (например, Зырянское, Тишинское, Риддер-Сокольное), колчеданно-полиметаллическими на живетском этапе (Белоусовское, Таловское) и затем медноколчеданными на франско-раннефаменском этапе (Камышинское, Николаевское). В то же время базальт-риолитовый вулканизм, имея преимущественно рифтогенную природу и обладая мантийными метками, в качестве своего глубинного источника имел литосферную мантию, на что указывает, в первую очередь, геохимический тип базальтов.

Участие вещества подкоровой литосферной мантии в рудообразующих процессах устанавливается также по результатам системных Pb-изотопных исследований месторождений Рудного Алтая, из которых следует, что источник свинца носил региональный характер, был относительно гомогенным в химическом (U-Th-Pb) и изотопном отношении и единым для всех месторождений. Единством источника объясняется относительно высокая однородность изотопного состава Pb в Рудноалтайской провинции. Это подтверждает геотектонический анализ, свидетельствующий о том, что разломы северо-западного и субширотного простирания, к которым приурочены месторождения Рудного Алтая, в средне-позднедевонское время формировали единую рудоконтролирующую систему. Становление в девоне бимодальной вулканической ассоциации шло на фоне синсдвигового растяжения, указывая на преобладание трансформационного режима деформирования (растяжение со сдвигом), с формированием бассейнов “pull-apart”. С учетом кинематических характеристик

и пространственного положения разломов девонскую архитектуру Рудноалтайского блока можно рассматривать как комбинацию “negative flower (tulip)” структур.

Анализ индикаторных отношений редких элементов в базальтоидах указывает на плавление слабо- и умеренно-деплетированных мантийных источников. Предполагается, что потенциальным источником инициальных базитовых магм могла являться метасоматизированная литосферная мантия. В петрогенезисе последующих порций базитовых магм, по-видимому, участвовал астеносферный источник, при этом вещество астеносферы должно было подняться до уровня глубинности предшествующей области плавления. Смена типов девонского оруденения рассматривается как следствие изменения характера вулканизма, инициированного синсдвиговым растяжением земной коры. Это соответствует представлениям о формировании рудообразующих систем колчеданной минерализации в вулканогенных формациях в связи с периодами гидротермальной активности, связанной с базальтоидным магматизмом обстановок растяжения.

Изучение геохимических характеристик девонских пород базитового ряда позволяет предположить в качестве одного из их источников вещество метасоматизированной деплетированной мантии, которая могла быть унаследована от предшествующих субдукционных событий. Мантийный источник последующих базитовых фаз, которые, вероятно, не участвовали в обогащении рудным свинцом верхнекоровых рудно-магматических систем, но были связаны с медно-колчеданными месторождениями, соответствовал поднимающемуся веществу астеносферы. С точки зрения геодинамических интерпретаций, изложенные предложения согласуются с представлениями о закономерностях развития окраинных задуговых бассейнов Западно-Тихоокеанского типа (Ярмолюк и др., 2013).

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы отмечают большой вклад в постановку метода MC-ICP-MS анализа изотопного состава свинца в ИГЕМ РАН К.Н. Шатагина и, особенно, И.В. Чернышева, по инициативе и под руководством которого проводились Rb-изотопные исследования галенита Рудного Алтая; выражают признательность А.Л. Дергачеву, В.В. Раткину, В.В. Кузнецову и С.В. Кузнецовой за предоставление для исследований части образцов

с галенитом, а также благодарят Ю.Ф. Олейника, В.Н. Назарова, О.В. Мурзина и Т.В. Серавину за рекомендации при подготовке статьи. Авторы признательны руководству и геологической службе ТОО “Казцинк” за доступ к керну и в подземные горные выработки месторождений Лениногорского рудного района, геологам Риддерского ГОКа (прежде всего, В.И. Мамину) и Алтайского геолого-экологического института (Г.Д. Ганженко) за содействие в проведении полевых работ и получение ряда образцов руд.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 23-27-00024) (<https://rscf.ru/en/project/23-27-00024/>).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Авдонин В.В. Рудоносные вулcano-тектонические депрессии центральной части Рудного Алтая // Вест. Моск. ун-та. Серия 4: Геология. 1981. № 6. С. 29–40.
- Авдонин В.В., Дергачев А.Л., Шатагин Н.Н. Петрохимическая зональность базальт-риолитовой формации Рудного Алтая // Вест. Моск. ун-та. Серия 4: Геология. 1987. № 4. С. 18–24.
- Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геол. и геофизика. 1996. Т. 37. № 1. С. 63–81.
- Беспяев Х.А., Полянский Н.В., Ганженко Г.Д., Дьячков Б.А., Евтушенко О.П., Ли Тянь Аэ. Геология и металлогения Юго-Западного Алтая (в пределах территории Казахстана и Китая). Алматы: Гылым, 1997. 288 с.
- Большой Алтай (геология и металлогения). Кн. 1. Геологическое строение. Авт. Щерба Г.Н., Беспяев Х.А., Дьячков Б.А., Н.И. Стучевский, Г.П. Нахтигаль, А.Н. Автоненко, В.Л. Любецкий. Алматы: Гылым, 1998. 304 с.
- Большой Алтай (геология, металлогения). Кн. 2. Металлогения. Авт. Г.Н. Щерба, Х.А. Беспяев, Б.А. Дьячков, А.М. Мысник, Г.Д. Ганженко, Е.М. Сапаргалиев. Алматы: РИО ВАК РК, 2000. 400 с.
- Буслов М.М. Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геол. и геофизика. 2011. Т. 52. №. 1. С. 66–90.
- Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В., Фудживара И., Ивата К., де Граве И., Семаков Н.Н., Травин А.В., Кирьянова А.П., Кох Д.А. Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике

- Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // Геол. и геофизика. 2003. Т. 44. № 1–2. С. 49–75.
- Вейц Б.И.* Особенности минерального состава, структур и текстур руд некоторых полиметаллических месторождений Рудного Алтая // Изв. АН СССР, сер. геол. 1945. № 6. С. 33–36.
- Вейц Б.И.* О генетической связи полиметаллического оруденения Рудного Алтая с девонским вулканизмом // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1953. № 7. С. 105–115.
- Викентьев И.В.* Рудоносные палеовулканические структуры Зырянского колчеданно-полиметаллического месторождения (Рудный Алтай) // Изв. вузов. Геол. и разв. 1986. № 5. С. 87–93.
- Викентьев И.В.* Метаморфогенные структуры Тишинского месторождения (Рудный Алтай) // Геология руд. месторождений. 1987. Т. 29. № 1. С. 66–76.
- Викентьев И.В.* Тектонофизический анализ колчеданных месторождений Северо-Восточной зоны смятия на Алтае // Изв. вузов. Геол. и разв. 1994. № 4. С. 83–91.
- Викентьев И.В.* Условия формирования и метаморфизм колчеданных руд. М.: Научный мир, 2004. 340 с.
- Викентьев И.В., Карманов В.П.* Два структурно-геохимических типа полиметаллических месторождений в Лениногорском рудном районе // Изв. вузов. Геол. и разв. 1989. № 8. С. 48–57.
- Викентьев И.В., Гаврилец В.Н., Бородаев Ю.С.* Дайки меланократовых пород Зырянского месторождения (Р. Алтай) // Геология руд. месторождений. 1988. № 4. С. 99–104.
- Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В.* Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геол. и геофизика. 2003. Т. 44. № 12. С. 12–14.
- Волков В.М., Гинатулин А.М., Сахаров И.Т., Чекалова К.А.* Орловское рудное поле на Рудном Алтае. Алма-Ата: Наука, 1972. 108 с.
- Врублевский В.В., Котельников А.Д., Крупчатников В.И.* Позднедокембрийский ОИВ-магматизм Кузнецкого Алатау, Сибирь: геохимические особенности вулканических культурстюгской свиты // Докл. РАН. 2016. Т. 469. № 4. С. 457–460.
- Вулканогенные колчеданно-полиметаллические месторождения (на примере Рудного Алтая). Ред. Г.Ф. Яковлев. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1978. 280 с.
- Гаврилец В.Н.* Палеовулканическая структура и литолого-фациальный контроль на Зырянском месторождении (Рудный Алтай) // Геология руд. месторождений. 1986. № 1. С. 40–47.
- Ганженко Г.Д., Юдовская М.А., Викентьев И.В.* Золото-полиметаллическая минерализация Риддер-Сокольского месторождения на Рудном Алтае (Вост. Казахстан) // Минералогия. 2018. Т. 4(1). С. 8–34.
- Гаськов И.В., Дистанов Э.Г., Миронова Н.Ю., Чекалин В.М.* Колчеданно-полиметаллические месторождения верхнего девона Рудного Алтая. Новосибирск: Наука, 1991. 121 с.
- Гаськов И.В.* Особенности развития колчеданных рудно-магматических систем в островодужных обстановках Рудного Алтая и Южного Урала // Литосфера. 2015. № 2. С. 17–39.
- Геологическая карта Алтая 1 : 500000. Гл. ред. В.П. Нехорошев. М.: Госгеолтехиздат, 1956.
- Гладких В.С.* К геохимии девонских вулканогенных пород юго-западной части Алейского антиклинория // Отечественная геология. 1992. № 11. С. 77–83.
- Горжевский Д.И., Караулов В.Б., Микунов М.Ф., Филатов Е.И.* Структура Рудного Алтая и закономерности размещения полиметаллических месторождений // Геотектоника. 1977. № 3. С. 70–77.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Серия Алтайская. Лист М-44-Х (Горняк). Ред. Я.М. Гутак. Об. зап. / Мурзин О.В. и др. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 219 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Сер. Алтайская. Лист М-44-ХІ (Змеиногорск). Об. зап. / Мурзин О.В., Чекалин В.М., Сыроежко Н.В. СПб.: ВСЕГЕИ, 2001. 174 с.
- Григорьев И.Ф.* Исследование Алтайских руд в отраженном свете // Геол. комитет. Мат. по общ. и прикл. геол. 1927. Вып. 70. 39 с.
- Григорьев И.Ф.* Полиметаллические месторождения Рудного Алтая // Труды 4 Всесоюзной геол. конф. по цветным металлам. Вып. 3. Л.: Цветметиздат, 1932. С. 107–130.
- Григорьев И.Ф.* Основные черты Рудного Алтая и Калбы // Большой Алтай (Тр. Казахст. базы АН СССР: Вып. 4). Т. 1. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1934. С. 37–51.
- Григорьев И.Ф.* Материалы по геологии Рудного Алтая. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1940. 196 с.
- Демин Ю.И., Ловчук В.В.* Температурный режим формирования Белоубинского гранитного массива и вопросы генезиса полиметаллической минерализации Старковского рудного поля (Рудный Алтай) // Геология руд. месторождений. 1971. № 4. С. 41–49.

- Демин Ю.И., Демина Л.И. Метаморфическая зональность Иртышской зоны смятия // Докл. АН СССР. 1985. Т. 284. № 6. С. 1451–1456.
- Демина Л.И., Промыслова М.Ю. Геодинамическая природа девонской рудоносной базальт-риолитовой формации Рудного Алтая // Тектоника и геофизика литосферы. Мат. XXXV Тект. совещ. Т. 1. М.: ГЕОС, 2002. С. 163–166.
- Дергачев А.Л., Старостин В.И. Тектонофизическая эволюция вулканогенных рудоносных структур Прииртышского района // Геология руд. месторождений. 1988. Т. 30. № 1. С. 53–68.
- Дергачев А.Л., Пак Т.М., Еремин Н.И. О природе рудовмещающих купольных структур на Риддер-Сокольном месторождении на Рудном Алтае // Докл. РАН. 1994. Т. 334. № 4. С. 476–479.
- Диденко А.Н., Ханчук А.И. Смена геодинамической обстановки конвергентной границы на трансформную в зоне перехода Тихий океан-Евразия в середине мела; причины, следствия // Проблемы тектоники континентов и океанов. 2019. С. 186–190.
- Добрецов Н.Л., Колман Р.Г., Берзин Н.А. Геодинамическая эволюция Палеоазиатского океана // Геол. и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 3–7.
- Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Сафонова И.Ю., Кох Д.А. Фрагменты океанических островов в структуре Курайского и Катунского аккреционных клиньев Горного Алтая // Геол. и геофизика. 2004. Т. 45. № 12. С. 1381–1403.
- Дубатов В.Н., Дубатолова Ю.А., Козлов М.С., Спаский Н.Я. Биостратиграфия нижнего и среднего девона Рудного Алтая. М.: Наука, 1980. 164 с.
- Дьячков Б.А., Титов Д.В., Сапаргалиев Е.М. Рудные пояса Большого Алтая и оценка их перспектив // Геология руд. месторождений. 2009. Т. 51. №3. С. 222–238.
- Елкин Е.А., Сенников Н.В., Буслов М.М., Язиков А.Ю., Грацианова Р.Т., Бахарев Н.К. Палеогеографические реконструкции западной части Алтае-Саянской области в ордовике, силуре и девоне и их геодинамическая интерпретация // Геол. и геофизика. 1994. №7–8. С. 118–144.
- Емельянова Т.А., Петрищевский А.М., Изосов Л.А., Ли Н.С., Пугачев А.А. Позднемезозойско-кайнозойские этапы вулканизма и геодинамика Японского и Охотского морей // Петрология. 2020. Т. 28(5). С. 468–481.
- Еремин Н.И. Дифференциация вулканогенного сульфидного оруденения. М.: Изд-во МГУ, 1983. 256 с.
- Зиновьев С.В. Роль динамометаморфизма в формировании рудных месторождений (на примере колчеданных Тишинского и Риддер-Сокольного месторождений Рудного Алтая) // Геол. и геофизика. 2016. Т. 57. № 3. С. 521–536.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М.: Наука, 1992. 191 с.
- Иванкин П.Ф. О некоторых вопросах генезиса полиметаллических руд Алтая // Изв. АН КазССР, серия геол. 1954. Вып. 18. С. 29–41.
- Иванкин П.Ф. Полиметаллические месторождения Прииртышья. М.: Росгеолтехиздат, 1957. 248 с.
- Кашин С.В., Молчанов А.В., Шатов В.В. Гидротермально-метасоматические формации регионального распространения и их использование для прогнозирования скрытого колчеданно-полиметаллического оруденения (на примере Змеиногорского рудного района, Рудный Алтай) // Региональная геология и металлогения. 2013. Т. 56. С. 65–77.
- Караулов В.Б. Сравнительная тектоника древних и современных активных окраин континентов (Рудный Алтай и северо-восток Японии) // Бюлл. МОИП. Отд. геологии. 1997. Т. 72. С. 5–14.
- Каюпов А.К., Ким В.А., Никитина Л.Г., Флеров Е.А. Геология Зырянского полиметаллического месторождения // Полиметаллические месторождения Рудного Алтая. Ред. К.И. Сатпаев. М.: Госгеолтехиздат, 1957. С. 213–370.
- Козлов М.С. Условия формирования Рудноалтайской металлогенической провинции // Геология руд. месторождений. 2015. Т. 57. № 4. С. 299–326.
- Козлов М.С., Дубатов В.Н. Стратиграфия верхнесилурийских, девонских и нижнекаменноугольных отложений Юго-Западного Алтая // Геол. и геофизика. 1994. Т. 35. № 12. С. 18–36.
- Котульский В.К. Месторождения полиметаллических руд Алтая // Естественные производительные силы России. 1919. Т. 4. Вып. 8. С. 52–72.
- Крук Н.Н., Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Журавлев Д.З. Sm-Nd изотопная систематика гранитоидов западной части Алтае-Саянской складчатой области // Доклады РАН. 1999. Т. 366. № 3. С. 395–397.
- Крук Н.Н. Континентальная кора Горного Алтая: этапы формирования и эволюции, индикаторная роль гранитоидов // Геол. и геофизика. 2015. Т. 56. № 8. С. 1403–1423.
- Крук Н.Н., Сенников Н.В. Геологическая позиция, геохимические особенности и геодинамическая обстановка формирования

позднеживетско-раннефранских базальтов центральной части Горного Алтая // Докл. РАН. 2012. Т. 446. № 5. С. 550–555.

Кудрявцева Н.Г., Кузнецов В.В., Серавина Т.В. Геодинамические обстановки формирования месторождений цветных и благородных металлов Большого Алтая // Отечественная геология. 2022. № 2. С. 12–23.

Кузнецов В.В., Кудрявцева Н.Г., Серавина Т.В., Мурзин О.В., Корчагина Д.А., Кузнецова С.В., Миляев С.А. Основы прогноза и поисков колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. М.: ЦНИГРИ, 2019. 208 с.

Кузнецова С.В. Минералогическая характеристика первых находок гидротермальных труб палеозойских “курильщиков” в Российской части Рудного Алтая // Руды и металлы. 2019. № 1. С. 45–51.

Куйбида М.Л., Крук Н.Н., Мурзин О.В., Шокальский С.П., Гусев Н.И., Кирнозова Т.И., Травин А.В. Геологическая позиция, возраст и петрогенезис плагиогранитов северной части Рудного Алтая // Геол. и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1668–1684.

Куйбида М.Л., Крук Н.Н., Шокальский С.П. и др. Над-субдукционные плагиограниты Рудного Алтая: возраст и особенности состава // Докл. РАН. 2015. Т. 464. № 3. С. 317–317.

Куйбида М.Л. Базальтовый вулканизм системы островная дуга-задуговой бассейн (Алтайская активная окраина) // Тихоокеанская геология. 2019. Т. 38. № 3. С. 108–120.

Кульков Н.П. Биостратиграфия нижнего и среднего девона Рудного Алтая. М.: Наука, 1980. 189 с.

Лапухов А.С., Прокопенко А.И., Иванов Н.Б., Трубников Л.М. Рудообразующие системы колчеданно-полиметаллических месторождений зон смятия (Рудный Алтай). Новосибирск: Наука, 1986. 182 с.

Леликов Е.П., Емельянова Т.А. Вулканогенные комплексы Охотского и Японского морей (сравнительный анализ) // Океанология. 2007. Т. 47. № 2. С. 294–303.

Ломизе М.Г. Начальная фаза субдукции на континентальных окраинах // Геотектоника. 2003. № 5. С. 73–88.

Лычаков В.А. История формирования Белоусовского колчеданно-полиметаллического месторождения на Рудном Алтае // Геология руд. месторождений. 1980. № 6. С. 60–71.

Масленников В.В., Масленникова С.П., Третьяков Г.А., Целуйко А.С., Котляров В.А., Крайнев Ю.Д., Чурин Е.И., Херрингтон Р.Е. Блеклые руды в палеозойских

“курильщиках” из колчеданных месторождений Урала и Рудного Алтая // Минералогия. 2015. № 4. С. 53–78.

Мартынов Ю.А., Ханчук А.И. Кайнозойский вулканизм Восточного Сихотэ-Алиня: результаты и перспективы петрологических исследований // Петрология. 2013. Т. 21. № 1. С. 94–108.

Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю. Тектоническая эволюция Сибирского палеоконтинента от неопротерозоя до позднего мезозоя: палеомагнитная запись и реконструкции // Геол. и геофизика. 2012. Т. 53. № 7. С. 883–899.

Миронов, Ю.В., Ельянова, Е.А., Зорина, Ю.Г., Мирлин Е.Г. Вулканизм и океанское колчеданообразование. М.: Научный мир, 1998. 173 с.

Мохов В.А., Викентьев И.В. Динамометаморфизм колчеданно-полиметаллических месторождений Лениногорского района (Рудный Алтай) // Изв. вузов. Геол. и разв. 1988. № 12. С. 55–61.

Назаров В.Н., Гаврилец В.Н. Структурные условия локализации колчеданно-полиметаллических руд Зырянского и Малеевского месторождений (Рудный Алтай) // Геология руд. месторождений. 1982. № 2. С. 91–96.

Нехорошев В.П. Зоны смятия и зональность оруденения Алтая // Проблемы советской геологии. 1938. № 3. С. 177–191.

Николаев Л.Г., Карманов В.П., Дурнев Г.С. Структурно-морфологические особенности взрывных сооружений Риддер-Сокольского месторождения и вопросы их генезиса // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1984. № 1. С. 1–13.

Падалка Г.Л. Белоусовский рудник на Алтае // Труды Геол. комитета. Новая серия. 1929. Вып. 163. 160 с.

Пак Т.М. Структурно-морфологические, минералого-геохимические особенности и генезис Риддер-Сокольского колчеданно-полиметаллического месторождения (Рудный Алтай). Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1994. 16 с.

Палеовулканологический анализ колчеданосных провинций (на примере Рудного Алтая). Ред. Г.Ф. Яковлев. Авт. Г.Ф. Яковлев, В.В. Авдонин, Т.Я. Гончарова и др. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1984. 193 с.

Пилипенко П.П. Минералогия Западного Алтая. Томск: Типогр-я Сибирск. тов-ва печатн. дела, 1915 (Изв. Томского ун-та. Кн. 62) 763 с.

Плотников А.В., Титов А.В., Крук Н.Н., Ота Т., Кабашица Т., Хирата Т. Среднепалеозойский возраст метаморфизма в Южно-Чуйском комплексе Горного Алтая (результаты Ar-Ar, Rb-Sr и U-Pb изотопного

- датирования) // Геол. и геофизика. 2001. Т. 42. № 9. С. 1333–1347.
- Покровская И.В.* Минералогия и условия образования полиметаллических месторождений (Лениногорский район Рудного Алтая). Алма-Ата: Наука, 1982. 156 с.
- Попов В.В., Стучевский Н.И., Демин Ю.И.* Полиметаллические месторождения Рудного Алтая. М.: ИГЕМ РАН, 1995. 414 с.
- Проблемы генезиса кочеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Отв. ред. А.А. Абдуллин. Алма-Ата: Наука, 1977. 304 с.
- Прокофьев В.Ю.* Геохимические особенности рудообразующих растворов полиметаллических месторождений Зырянского района (Рудный Алтай). Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск: ИГХ СО РАН, 1988. 22 с.
- Прокофьев В.Ю., Бортников Н.С., Игнатенко К.И.* Зональность Зырянского колчеданно-полиметаллического месторождения по данным исследования минералов переменного состава и флюидных включений // Геология руд. месторождений. 1988. Т. 30. № 6. С. 91–99.
- Промыслова М.Ю.* Геодинамическая природа рудоносной базальт-риолитовой формации Лениногорского района Рудного Алтая // Вестн. Моск. ун-та. Серия 4: Геология. 2005. № 4. С. 16–24.
- Ротараш И.Л., Самыгин С.Г., Гредюшко Е.А.* Девонская активная континентальная окраина на Юго-Западном Алтае // Геотектоника. 1982. № 1. С. 44–59.
- Сакия Д.Р., Викентьев И.В.* Роль метаморфизма в образовании полиметаллического Зырянского месторождения (Рудный Алтай) // Вестник МГУ. Сер. геол. 1988. № 4. С. 45–54.
- Самсонов А.Я.* Особенности структуры Иртышского колчеданно-полиметаллического месторождения // Геология руд. месторождений. 1982. № 6. С. 85–93.
- Сатпаев К.И.* Проблемы генезиса полиметаллических месторождений Рудного Алтая (текст доклада 1954 г.) // Собрание трудов. Т. 3. Алматы: Ғылым, 1999. С. 184–202.
- Серавкин И.Б., Косарев А.М., Салихов Д.Н. и др.* Вулканизм Южного Урала. М.: Наука, 1992. 197 с.
- Старостин В.И., Яковлев Г.Ф., Авдонин В.В., Гончарова Т.Я., Зубков В.А., Маньков Б.В., Олейник Ю.Ф.* Тектоно-вулканические структуры на Тишинском рудном поле // Сов. геология. 1973. № 7. С. 43–56.
- Старостин В.И., Назаров В.Н., Трофимов А.П.* Гидравлические структуры Малеевского колчеданно-полиметаллического месторождения (Рудный Алтай) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. геология. 1987. № 1. С. 44–58.
- Старостин В.И.* Палеотектонические режимы и механизмы формирования структур рудных месторождений. М.: Недра, 1988. 256 с.
- Старостин В.И., Викентьев И.В., Сакия Д.Р.* Условия образования и преобразования колчеданных месторождений в пределах Кедровско-Бутахихинской зоны Рудного Алтая // Геология руд. месторождений. 1989. Т. 31. № 1. С. 56–65.
- Трофимов А.П.* Рудоносные вулканотектонические структуры и первичные геохимические ореолы колчеданно-полиметаллических месторождений Белоубинского синклинирия (Рудный Алтай) // Геология руд. месторождений. 1981. № 3. С. 41–54.
- Туркина О.М., Изох А.Э., Лавренчук А.В., Шелепов Я.Ю.* Состав и изотопные параметры метабазальтов и габброидов Онотского гранит-зеленокаменного блока (юго-запад Сибирской платформы) как индикаторы эволюции литосферной мантии от архея к палеопротерозою // Петрология. 2022. Т. 30. № 5. С. 520–544.
- Филатов Е.И., Ширай Е.П.* О палеосистеме островных дуг Зайсанской складчатой области // Докл. АН СССР. 1975. Т. 225. № 1. С. 172–175.
- Ханчук А.И., Голозубов В.В., Мартынов Ю.А., Симаненко В.П.* Раннемеловая и палеогеновая трансформные континентальные окраины (калифорнийский тип) Дальнего Востока России // Тектоника Азии. М.: Геос, 1997. С. 240–243.
- Ханчук А.И.* Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 5–34.
- Чернышев И.В., Викентьев И.В., Чугаев А.В., Шатагин К.Н., Молошаг В.П.* Источники вещества колчеданных месторождений Урала по результатам высокоточного MC-ICP-MS изотопного анализа свинца галенитов // ДАН. 2008. Т. 418. № 4. С. 530–535.
- Чернышев И.В., Викентьев И.В., Чугаев А.В., Дергачев А.Л., Раткин В.В.* Источники металлов колчеданных месторождений Рудного Алтая по данным высокоточного MC-ICP-MS изучения изотопного состава свинца // Геохимия. 2023. № 2. С. 545–569.
- Шадлун Т.Н.* Об особенностях строения колчеданных руд на некоторых месторождениях Алтая // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1951. № 5. С. 18–30.
- Шатагин Н.Н.* Складчатая структура Юбилейно-Снегирихинского колчеданно-полиметаллического месторождения на Рудном Алтае // Геология руд. месторождений. 1980. Т. 22. № 2. С. 85–93.

- Щерба Г.Н.* Геология Лениногорского рудного поля // Полиметаллические месторождения Рудного Алтая. Ред. К.И. Сатпаев. М.: Госгеолтехиздат, 1957. С. 7–180.
- Щерба Г.Н., Паталаха Е.И.* Изменение формы рудных тел в зонах смятия // Советская геология. 1966. С. 66–81.
- Щерба Г.Н.* Колчеданно-полиметаллические месторождения Рудного Алтая // Колчеданные месторождения СССР. М.: Наука, 1983. С. 87–148.
- Щерба Г.Н., Дьячков Б.А., Нахтигаль Г.П.* Металлогения Рудного Алтая и Калбы. Алма-Ата: Наука, 1984. 240 с.
- Юдовская Н.В.* Основные закономерности в формировании колчеданно-полиметаллических руд месторождений Зырянского района // Изв. АН КазССР. Сер. Геол. 1984. № 5. С. 37–45.
- Юдовская М.А., Гриненко Л.Н., Еремин Н.И.* Генезис Малеевского колчеданно-полиметаллического месторождения (Рудный Алтай) // Геология руд. месторождений. 1997. Т. 39. № 2. С. 163–182.
- Яковлев Г.Ф.* Новые данные по стратиграфии девона р. Ульбы // Советская Геология. 1955. № 5. С. 100–108.
- Яковлев Г.Ф.* Материалы по тектонике Рудного Алтая. (Тр. ВАГТ. Вып. 3.) М.: Госгеолтехиздат, 1957.
- Яковлев Г.Ф.* О генезисе и возрасте алтайских колчеданно-полиметаллических месторождений // Вестник МГУ. Серия геол. 1972. № 2. С. 73–85.
- Яковлев Г.Ф.* Вулканогенные структуры месторождений полезных ископаемых. М.: Недра, 1984. 208 с.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И.* Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника. 2000. № 5. С. 3–29.
- Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И., Воронцов А.А.* Конвергентные границы западно-тихоокеанского типа и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геол. и геофизика. 2013. Т. 54. № 12. С. 1831–1850.
- Anderson T.H., Nourse J.A.* Pull-apart basins at releasing bends of the sinistral Late Jurassic Mojave-Sonora fault system // The Mojave-Sonora Megashield Hypothesis: Development, Assessment, and Alternatives. Eds. T.H. Anderson, J.A. Nourse, J.W. McKee, M.B. Steiner. Geol. Soc. Amer. Spec. Papers. 2005. V. 393. P. 97–122.
- Azizi R., Ghannem N., Mahmoudi N., Chihi L., Regaya K.* Active negative flower structure at the western edge of the Tunisian Atlas: Morphotectonic evidence from the case study of Borj Edouane-El Gara Quaternary basin // Quaternary Intern. 2021. V. 604. P. 93–112.
- Bachmann O., Bergantz G.W.* Rhyolites and their source mushes across tectonic settings // J. Petrol. 2008. V. 49 (12). P. 2277–2285.
- Barrie C.T., Hannington M.D.* Classification of volcanic-associated massive sulfide deposits based on host-rock composition // Rev. Econ. Geol. 1999. V. 8. P. 1–11.
- Basile C., Brun J.P.* Transtensional faulting patterns ranging from pull-apart basins to transform continental margins: an experimental investigation // J. Structural Geol. 1999. V. 21. Is. 1. P. 23–37.
- Bertoluzza L., Perotti C.R.* A finite-element model of the stress field in strike-slip basins: Implications for the Permian tectonics of the Southern Alps (Italy) // Tectonophysics. 1997. V. 280. P. 185–197.
- Bouse R.M., Ruiz J., Titley S.R., Tosdal R.M., Wooden J.L.* Pb isotope compositions of Late Cretaceous and Early Tertiary igneous rocks and sulfide minerals in Arizona: implications for the sources of plutons and metals in porphyry copper deposits // Econ. Geol. 1999. V. 94. P. 211–244.
- Chen J.C., Lee K.L.* Geochemistry of Miocene basaltic rocks recovered by the Ocean 1134 Drilling Program from the Japan Sea // J. Southeast Asian Earth Sci. 1996. V. 13(1). P. 29–38.
- Chugaev A.V., Chernyshev I.V., Ratkin V.V., Gonevchuk V.G., Eliseeva O.A.* Contribution of crustal and mantle sources to genesis of Sn, B and Pb-Zn deposits in South Sikhote-Alin subprovince (Russian Far East): Evidence from high-precision MC-ICP-MS lead isotope study // Ore Geology Reviews. 2020. V. 125. Paper 103683.
- Collins W.J.* Nature of extensional accretionary orogens // Tectonics. 2002. V. 21(4). P. 6-1–6-12.
- Corti G., Dooley T.P.* Lithospheric-scale centrifuge models of pull-apart basins // Tectonophysics. 2015. V. 664. P. 154–163.
- Deering C.D., Cole J.W., Vogel T.A.* A rhyolite compositional continuum governed by lower crustal source conditions in the Taupo Volcanic Zone, New Zealand // J. Petrol. 2008. V. 49 (12). P. 2245–2276.
- Dooley T., McClay K.* Analog Modeling of pull-Apart Basins // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1997. V. 81. P. 1804–1826.
- Dooley T.P., Schreurs G.* Analogue modelling of intraplate strike-slip tectonics: A review and new experimental results // Tectonophysics. V. 574–575. 2012. P. 1–71.
- Fedorovsky V.S., Sklyarov E.V.* The Olkhon geodynamic proving ground (Lake Baikal): high-resolution satellite data and geological maps of new generation // Geodynamics & Tectonophysics. 2010. V. 1. № 4. P. 331–418.

- Filippova I.B., Bush V.A., Didenko A.N.* Middle Paleozoic subduction belts: the leading factor in the formation of the Central Asian fold-and-thrust belt // *Rus. J. Earth Sciences*. 2001. T. 3. №. 6. C. 405–426.
- Galley A.G., Hannington M.D., Jonasson I.R.* Volcanogenic massive sulphide deposits // *Mineral deposits of Canada: a synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods* // *Geol. Assoc. Can. Miner. Dep. Division, Spec. Publ.* 5. 2007. P. 141–161.
- Geology of Kuroko Deposits.* Ed. Sh. Ishihara (Mining Geol. Sp. Iss. No 6). 1974. 546 p.
- Guo K., Zhai S., Yu Z., Zeng Z., Wang X., Yin X.* Geochemical characteristics of major and trace elements in the Okinawa Trough basaltic glass // *Acta Ocean. Sinica*. 2018. V. 37. P. 14–24.
- Hart T.R., Gibson H.L., Leshner C.M.* Trace element geochemistry and petrogenesis of felsic volcanic rocks associated with volcanogenic massive Cu-Zn-Pb sulfide deposits // *Econ. Geol.* 2004. V. 99. P. 1003–1013.
- Hirahara Y., Kimura J.I., Senda R., Miyazaki T., Kawabata H., Takahashi T.Q., Chang B.S., Vaglarov T., Sato, Kodaira S.* Geochemical variations in Japan Sea back-arc basin basalts formed by high-temperature adiabatic melting of mantle metasomatized by sediment subduction components // *Geochem., Geophys., Geosyst.* 2015. V. 16(5). P. 1324–1347.
- Hollings P., Wyman D., Kerrich R.* Komatiite–basalt–rhyolite volcanic associations in Northern Superior Province greenstone belts: significance of plume-arc interaction in the generation of the proto-continental Superior Province // *Lithos*. 1999. V. 46(1). P. 137–161.
- Hosoi J., Tanii Y., Okada M., Haneda Y.* Rotated transtensional basins formed during back-arc spreading in Japan: simultaneous rapid tectonic rotation and basin subsidence // *Tectonics*. 2023. V. 42(6). Paper e2022TC007642.
- Irvine T.N.J., Baragar W.R.A.F.* A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // *Can. J. Earth Sci.* 1971. V. 8. P. 523–548.
- Jolivet L., Tamaki K., Fournier M.* Japan Sea, opening history and mechanism: A synthesis // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 1994. V. 99(B11). P. 22237–22259.
- Kelemen P.B., Hanghøj K., Greene A.R.* One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust // *Treatise on Geochemistry*. Pergamon, 2003. V. 3. P. 593–659.
- Kerrich R., Wyman D.A.* The trace element systematics of igneous rocks in mineral exploration: an overview // *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration* (D.A. Wyman, ed.). *Geol. Assoc. Can., Short Course Notes*. 1996. V. 12. P. 1–50.
- Khanchuk A.I., Kemkin I.V., Kruk N.N.* The Sikhote-Alin Orogenic Belt, Russian South East: terranes and the formation of continental lithosphere based on geological and isotopic data // *J. Asian Earth Sci.* 2016. V. 120. P. 117–138.
- Kimura J.I., Stern R.J., Yoshida T.* Reinitiation of subduction and magmatic responses in SW Japan during Neogene time // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 2005. V. 117(7–8). P. 969–986.
- Kinoshita H., Yamaji A.* Arc-parallel extension in preparation of the rotation of southwest Japan: Tectonostratigraphy and structures of the Lower Miocene Ichishi Group // *Island Arc*. 2021. V. 30(1). Paper e12418.
- Kodama K., Tashiro H., Takeuchi T.* Quaternary counterclockwise rotation of south Kyushu, southwest Japan // *Geology*. 1995. V. 23(9). P. 823–826.
- Kruk N.N., Kuibida M.L., Sokolova E.N., Kotler P.D., Yakovlev V.A.* Late Devonian calc-alkali high-K fractionated granites of the “Ferroan” I-type, Rudny Altai // *Doklady Earth Sciences*. 2024. V. 515. P. 639–644.
- Kuibida M.L., Murzin O.V., Kruk N.N., Safonova I.Y., Sun M., Komiya T., Wong D., Aoki S., Murzina N.M., Nikolaeva I., Semenova D.V., Khlestov M., Shelepaev R.A., Kotler P.D., Yakovlev V.A., Naryzhnova, A.V.* Whole-rock geochemistry and U-Pb ages of Devonian bimodal-type rhyolites from the Rudny Altai, Russia: Petrogenesis and tectonic settings // *Gondwana Res.* 2020. V. 81. P. 312–338.
- Lallemand S., Jolivet L.* Japan Sea: a pull-apart basin? // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1986. V. 76(3–4). P. 375–389.
- Le Maitre R.W.B., Dudek P., Keller A., Lameyre J., Le Bas J., Sabine M.J., Zanettin A.R.* A classification of igneous rocks and glossary of terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences. Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1989. 193 p.
- Lentz D.R.* Petrogenetic evolution of felsic volcanic sequences associated with Phanerozoic volcanic-hosted massive sulphide systems: the role of extensional geodynamics // *Ore Geol. Rev.* 1998. V. 12(5). P. 289–327.
- Li X., Zeng Z., Chen S., Ma Y., Yang H., Zhang Y., Chen Z.* Geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic compositions of volcanic rocks from the Iheya Ridge, the middle Okinawa Trough: Implications for petrogenesis and a mantle source // *Acta Ocean. Sinica*. 2018. V. 37. P. 73–88.
- Lobanov K., Yakubchuk A., Creaser R.A.* Besshi-type VMS deposits of the Rudny Altai (Central Asia) // *Econ. Geol.* 2014. V. 109(5). P. 1403–1430.

- Ma X., Cai K., Zhao T., Bao Z., Wang X., Chen M., Buslov M.M. Devonian volcanic rocks of the southern Chinese Altai, NW China: petrogenesis and implication for a propagating slab-window magmatism induced by ridge subduction during accretionary orogenesis // *J. Asian Earth Sci.* 2018. V. 160. P. 78–94.
- McClay K., Bonora M. Analog models of restraining stepovers in strike-slip fault systems // *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 2001. V. 85(2). P. 233–260.
- Okamura S., Arculus R.J., Martynov Y.A. Cenozoic magmatism of the North-Eastern Eurasian margin: the role of lithosphere versus asthenosphere // *Journal of Petrology.* 2005. V. 46(2). P. 221–253.
- Ota T., Utsunomiya A., Uchio Y., Isozaki Y., Buslov M.M., Ishikawa A., Maruyama S., Kitajima K., Kaneko Y., Yamamoto H., Katayama, I. Geology of the Gorny Altai subduction-accretion complex, southern Siberia: Tectonic evolution of an Ediacaran–Cambrian intra-oceanic arc-trench system // *J. Asian Earth Sci.* 2007. V. 30(5–6). P. 666–695.
- Otofuji Y.I., Matsuda T., Nohda S. Paleomagnetic evidence for the Miocene counter-clockwise rotation of Northeast Japan – rifting process of the Japan Arc // *Earth Planet. Sci. Let.* 1985. V. 75(2–3). P. 265–277.
- Pearce J.A., Stern R.J. Origin of back-arc basin magmas: Trace element and isotope perspectives // *Back-arc spreading systems: Geological, biological, chemical, and physical interactions.* 2006. V. 166. P. 63–86.
- Peccerillo A., Taylor S.R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey // *Contrib. Mineral. Petrol.* V. 58(1). P. 63–81.
- Piercey S.J., Nelson J.L., Colpron M., Dusel-Bacon C., Simard R.L., Roots C.F. Paleozoic magmatism and crustal recycling along the ancient Pacific margin of North America, northern Cordillera. Paleozoic evolution and metallogeny of pericratonic terranes at the ancient Pacific margin of North America, Canadian and Alaskan Cordillera // *Geol. Assoc. Can. Spec. Pap.* 2006. V. 45. P. 281–322.
- Piercey S.J. The setting, style, and role of magmatism in the formation of volcanogenic massive sulfide deposits // *Econ. Geol.* 2011. V. 46(5–6). P. 449–471.
- Puchtel I.S., Haase K.M., Hofmann A.W., Chauvel C., Kulikov V.S., Garbe-Schönberg C.D., Nemchin A.A. Petrology and geochemistry of crustally contaminated komatiitic basalts from the Vetreny Belt, southeastern Baltic Shield: evidence for an early Proterozoic mantle plume beneath rifted Archean continental lithosphere // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1997. V. 61(6). P. 1205–1222.
- Rickwood P.C. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements // *Lithos.* 1989. V. 22. P. 247–263.
- Sato M., Shuto K., Yagi M. Mixing of asthenospheric and lithospheric mantle-derived basalt magmas as shown by along-arc variation in Sr and Nd isotopic compositions of Early Miocene basalts from back-arc margin of the NE Japan arc // *Lithos.* 2007. V. 96(3–4). P. 453–474.
- Sato T., No T., Kodaira S., Takahashi N., Kaneda Y. Seismic constraints of the formation process on the back-arc basin in the southeastern Japan Sea // *J. Geophys. Res.: Solid Earth.* 2014. V. 119(3). P. 1563–1579.
- Seltman R., Borisenko A., Fedoseev G. (Eds). *Magmatism and Metallogeny of the Altai and Adjacent Large Igneous Provinces with an Introductory Essay on Altaids (IAGOD Guidebook Series. V. 16).* London: Natural History Museum, 2007. 294 p.
- Şengör A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia // *Nature.* 1993. V. 364. P. 299–307.
- Shikazono N., Ogawa Y., Utada M., Ishiyama D., Mizuta T., Ishikawa N., Kubota Y. Geochemical behavior of rare earth elements in hydrothermally altered rocks of the Kuroko mining area, Japan // *Journal of Geochemical Exploration.* 2008. V. 98(3). P. 65–79.
- Shinjo R., Chung S.L., Kato Y., Kimura M. Geochemical and Sr-Nd isotopic characteristics of volcanic rocks from the Okinawa Trough and Ryukyu Arc: Implications for the evolution of a young, intracontinental back arc basin // *J. Geophys. Res: Solid Earth.* 1999. V. 104(B5). P. 10591–10608.
- Shinjo R., Woodhead J.D., Hergt J.M. Geochemical variation within the northern Ryukyu Arc: magma source compositions and geodynamic implications // *Contrib. Min. Petrol.* 2000. V. 140. P. 263–282.
- Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth Planet. Sci. Let.* 1975. V. 26(2). P. 207–221.
- Starostin V.I., Vikent'yev I.V., Sakiya D.R. Conditions of formation and transformation of massive sulfide deposits in the Kedrovka-Butachikha zone of the Rudnyy Altay // *Intern. Geol. Rev.* 1989. V. 31(3). P. 297–305.
- Stern R.J. Subduction initiation: spontaneous and induced // *Earth Planet. Sci. Let.* 2004. V. 226(3–4). P. 27–292.
- Sugan M., Wu J.E.L., McClay K. 3D analogue modelling of transtensional pull-apart basins: comparison with the Cinarcik basin Sea of Marmara // *Turkey Bull. Geofisica Teor. Appl.* 2014. V. 55. №. 4. P. 699–716.

- Sun S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*, Journal of the Geological Society, London, 1989. V. 42. P. 313–345.
- Sylvester P.J.* Post-collisional alkaline granites // *J. Geol.* 1989. V. 97. P. 261–280.
- Tamura Y., Gill J.B., Tollstrup D., Kawabata H., Shukuno H., Chang Q., Ishizuka O.* Silicic magmas in the Izu–Bonin oceanic arc and implications for crustal evolution // *J. Petrol.* 2009. V. 50(4). P. 685–723
- Turcotte D.L., Schubert G.* Geodynamics. 3rd edition. Cambridge, United Kingdom: Cambridge University Press, 2014.
- Utsunomiya A., Jahn B.M., Ota T., Safonova I.Y.* A geochemical and Sr–Nd isotopic study of the Vendian greenstones from Gorny Altai, southern Siberia: implications for the tectonic setting of the formation of greenstones and the role of oceanic plateaus in accretionary orogeny // *Lithos.* 2009. V. 113(3–4). P. 437–453.
- Vikentyev I.V.* Metamorphic structures and redistribution of metals in massive sulfide deposits of shear zones of the Urals and Altai // *Mineral deposits: From their origin to their environmental impact. Proc. 3rd Bien. SGA Meeting. Prague, 1995.* P. 913–916.
- Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W.* A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1987. V. 95. P. 407–419.
- Windley B.F., Alexeiev D., Xiao W., Kroner A., Badarch G.* Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt // *J. Geol. Soc.* 2007. V. 164. P. 31–47.
- Woodcock N.H., Fischer M.* Strike-slip duplexes // *J. Struct. Geol.* 1986. V. 8. Is. 7. P. 725–735.
- Workman R.K., Hart S.R.* Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM) // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2005. V. 231. № 1–2. P. 53–72.
- Wu Y.F., Yang F.Q., Liu F., Geng X.X., Li Q., Zheng J.H.* Petrogenesis and tectonic settings of volcanic rocks of the Ashele Cu–Zn deposit in southern Altai, Xinjiang, Northwest China: insights from zircon U–Pb geochronology, geochemistry and Sr–Nd isotopes // *J. Asian Earth Sci.* 2015. V. 112. P. 60–73.
- Wu, H., Ji, Y., Wu, C., Duclaux, G., Wu, H., Gao, C., Chang, L.,* Stratigraphic response to spatiotemporally varying tectonic forcing in rifted continental basin: Insight from a coupled tectonic-stratigraphic numerical model // *Basin Research.* 2019. V. 31(2). P. 311–336.
- Xiao W., Santosh M.* The western Central Asian Orogenic Belt: a window to accretionary orogenesis and continental growth // *Gondwana Res.* 2014. V. 25. P. 1429–1444.
- Yagi M.* Transition of magmatic composition reflecting an evolution of rifting activity: a case study of the Akita–Niigata basin in early to middle Miocene, Northeast Honshu, Japan // *J. Mineral. Petrol. Sci.* 2001. V. 30. P. 265–287.
- Yakubchuk A.S., Shatov V.V., Kirvin D., Edwards A., Tomurtogoo O., Badarch G., Buryak V.A.* Gold and base metal metallogeny of the Central Asian orogenic supercollage // *Econ. Geol.* 2005. V. 100. P. 1035–1068.
- Yakovlev G.F., Khisamutdinov M.G., Demin Yu.I.* Polygenetic and polychronous nature of pyrite–polymetallic deposits of Rudnyy Altay // *International Geology Review*, 1977. V. 19(1). P. 99–107.
- Yamada R., Yoshida T.* Relationships between Kuroko volcanogenic massive sulfide (VMS) deposits, felsic volcanism, and island arc development in the northeast Honshu arc, Japan // *Miner. Dep.* 2011. V. 46. P. 431–448.
- Yamada R., Yoshida T., Kimura J.I.* Chemical and isotopic characteristics of the Kuroko-forming volcanism // *Res. Geol.* 2012. V.62 (4). P. 69–383.
- Yoshida T., Kimura J.I., Yamada R., Acocella V., Sato H., Zhao D., Imaizumi T.* Evolution of late Cenozoic magmatism and the crust–mantle structure in the NE Japan Arc. London: Geological Society of London, 2014.
- Zartman R.E., Doe B.R.* Plumbotectonics – the model // R.E. Zartman and S.R. Taylor (Eds.), *Evolution of the Upper Mantle* // *Tectonophys.* 1981. V. 75. P. 135–162.
- Zhu G., Niu M., Xie C., Wang Y.* Sinistral to normal faulting along the Tan-Lu Fault Zone: evidence for geodynamic switching of the East China continental margin // *J. Geol.* 2010. V. 118(3). P. 277–293.

RUDNY ALTAI VMS-POLYMETALLIC BELT (RUSSIA, KAZAKHSTAN) AND ITS FORMATION FACTORS

©2024 I. V. Vikentyev^{a, *}, M. L. Kuibida^b, V. A. Yakovlev^b, Ya. Yu. Shelepov^b, and A. V. Chugaev^a

^a*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry of the Russian Academy of Sciences, 35, Staromonetny Per., Moscow, 119017 Russia*

^b*Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Akademika Koptyuga Prospect, 3, Novosibirsk, 630090 Russia*

**E-mail: viken@igem.ru*

The paper presents a modern metallogenic overview of Rudny Altai and the results of the study of the volcanic rocks associated with contrasting basalt-rhyolite formation, manifested as a consequence of riftogenic processes. There are two linear metallogenic subzones within the Rudny Altai polymetallic belt that extend in a northwestern direction. The Zmeinogorsko-Zyryanovskaya subzone is the main one: it contains 2/3 of the belt's deposits, 3/4 of Zn, Pb, Cu, and 4/5 of Au and Ag, which are associated with Emsian-Givetian basalt-rhyolite formation. The Irtysh metallogenic subzones extends along the Irtysh Shear Zone, and is mainly composed of the Eifelian – Early Famennian basalt-rhyolite formation. Devonian bimodal volcanism occurred against a background of extension deformation with the formation of pull-apart basins. Taking into account the structure-kinematic characteristics of faults, the Devonian architecture of the Rudny Altai block can be considered as a 'negative flower' (tulip) structures. Based on the trace element characteristics of initial basic rocks, the original magmas were the product of partial melting of metasomatised lithospheric mantle. This is confirmed by Pb-Pb studies of galena monofractions from the Rudny-Altai volcanogenic massive sulfide (VMS-type) deposits. The magma source of the subsequent major phases probably corresponded to the asthenosphere, which may have risen to the depth of the preceding melting region. The generation of significant volumes of felsic volcanic series, to which the main VMS-type deposits are genetically related, was most likely associated with large-scale melting of thick terrigenous strata of the pre-Devonian palaeoshelf under the influence of mantle magmas. The sequence of Devonian mineralization types is considered to be a consequence of the change in the type of volcanism initiated by transtension tectonics. This is consistent with the concept that the formation of ore-forming systems VMS type is associated with periods of hydrothermal activity during the mantle upwelling under extensive tectonic settings. For this region, the antidromic nature of magmatic series caused a specific evolution trend of its metallogeny, expressed in the change of barite-polymetallic and polymetallic deposits of the Emsian-Eifelian stage (Zyryanovskoe, Tishinka, Ridder-Sokolnoe), pyrite-polymetallic at the Givetian stage (Belousovskoe, Talovskoe) and then copper-pyritic at the Frasnian-Early Famennian stage (Kamyshinskoe, Nikolaevskoe). The results obtained are consistent with the model of evolution of the marginal arc – back arc system, in which mantle uplift is associated with basin extension and plate rollback.

Keywords: VMS deposits, rifting, basalt-rhyolite formation, island arc, petrogeochemistry, Pb-Pb isotopic composition, lithospheric mantle