

РОЛЬ ДИНАМОМЕТАМОРФИЗМА В ФОРМИРОВАНИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (на примере колчеданных Тишинского и Риддер-Сокольного месторождений Рудного Алтая)

С.В. Зиновьев

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

На примере Тишинского и верхней части Риддер-Сокольного месторождений Рудного Алтая обосновываются динамометаморфические структурно-вещественные преобразования рудовмещающих пород и руд. Линзовидная и линзовидно-ленточная морфология рудных тел, наблюдаемая в современной структуре месторождений, обусловлена переотложением рудного вещества *in situ* в виде тел, ориентированных согласно направлению действия максимальных касательных напряжений и, соответственно, общему простиранию деформационно-метаморфических структур. Установлено, что динамометаморфизм является не только структуро- и породообразующим фактором, но имеет большое рудоконцентрирующее и рудолокализирующее значение, благодаря чему в зонах интенсивных деформаций и структурно-вещественных преобразований формируются богатые рудные залежи. Определен возраст основных фаз динамометаморфического воздействия и время формирования рудных тел, наблюдаемых в современной структуре месторождений. Для Тишинского месторождения он соответствует интервалам 294—301 и 279—288 млн лет (раннепермская эпоха), а для линзовидных рудных тел верхнего уровня Риддер-Сокольного месторождения установлено время формирования порядка 307 млн лет (позднекаменноугольная эпоха).

Динамометаморфизм, зоны смятия, сдвиговые зоны, тектониты, рудоконцентрация, Рудный Алтай.

THE ROLE OF DYNAMOMETAMORPHISM IN THE FORMATION OF ORE DEPOSITS (by the example of the Tishinka and Ridder-Sokol'noe pyrite deposits in Rudny Altai)

S.V. Zinoviev

Dynamometamorphic lithologic transformations of ores and ore-hosting rocks are substantiated by the example of the Tishinka deposit and the upper beds of the Ridder-Sokol'noe deposit in Rudny Altai. The lenticular and lenticular-banded morphology of orebodies in the deposits is due to the *in situ* redeposition of ore substance in the form of bodies oriented concordantly with the direction of the maximum tangential stresses and, correspondingly, the general strike of the deformation-metamorphic structures. It is shown that dynamometamorphism is not only the structure- and rock-forming factor but also plays a great role in the concentration and localization of ores, favoring the formation of rich ore deposits in zones of intense deformations and structural and geochemical transformations. The age of the main phases of dynamometamorphic impact and the time of formation of the deposit orebodies are estimated. For the Tishinka deposit, it is 294–301 and 279–288 Ma (Early Permian), and for the lenticular orebodies of the upper beds of the Ridder-Sokol'noe deposit, ~307 Ma (Late Carboniferous).

Dynamometamorphism, crush zones, shear zones, tectonites, ore concentration, Rudny Altai

ВВЕДЕНИЕ

При разработке генетических моделей колчеданных месторождений основополагающим является представление о рудообразующих системах, в которых присутствуют три элемента: флюидогенерирующая область как источник рудного вещества; флюидопроводящая система (обычно типа «глубинного» разлома) и благоприятное условие рудоотложения по пути транзита концентрированного эндогенного флюида. Соответственно, седиментогенные, магматогенные и метасоматические модели такого рудогенеза ориентированы на внешние источники поступления рудного вещества, внешнее тепловое и флюидное воздействие и активные химические реакции, стимулируемые теплом и эндогенным флюидом, в рудовмещающей среде. В связи с этим для колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая (как и многих других регионов) основными критериями регионального прогноза являются стра-

тиграфический (концентрация рудных масс в осадочных стратифицированных толщах), метасоматический (преобразование среды эндогенным флюидом с активной ролью привноса рудного вещества) и вулканический (ассоциация с лавами преимущественно кислого состава) [Металлогения..., 1978; Покровская, 1982; Рудообразующие системы..., 1986; Викентьев, 1987; Попов, 1995; и др.].

В данной работе основное внимание будет сосредоточено на тех типах колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая, формирование рудных тел в которых обусловлено перераспределением *in situ* уже существующего в породной матрице рудного компонента, а также на структурно-текстурных особенностях пород и руд при динамометаморфизме. Такие месторождения локализованы в деформационно-метаморфических зонах (смятия, региональных сдвигов и т.п.) или в блоках слабоизмененных пород, где хотя бы в локальных объемах имели место интенсивные динамометаморфические преобразования исходного породного субстрата, содержащего или рассеянную рудную минерализацию, или рудные тела, сформировавшиеся до деформационного воздействия. Для образования подобного рода месторождений помимо традиционных критериев прогноза (стратиграфического, метасоматического и вулканического) важным является тектонический (деформационно-метаморфический) критерий. Последний редко привлекает внимание специалистов, хотя в той или иной степени рассматривался в трудах [Поспелов, 1973; Услугин, 1985; Рудообразующие системы..., 1986; Летников и др., 1986; Кейльман, Золоев, 1989; Козлов, Услугин, 1990; и др.].

Для Рудного Алтая считается, что рудообразующие процессы протекали здесь в течение средне-девонского синвулканического (гидротермально-осадочного) и позднепалеозойского плутоногенного (гидротермально-метасоматического) этапов [Рудообразующие системы..., 1986; Дистанов, Гасков, 1999; и др.]. Однако современная морфология и положение рудных тел месторождений зон смятия связаны не столько с вышеуказанными процессами, сколько с динамометаморфическим перераспределением рудного вещества в условиях сдвигового течения.

Долгое время динамометаморфизм не рассматривался в качестве самостоятельного структурообразующего процесса, способного на существенные и масштабные преобразования породных комплексов. Соответственно, недооценивалась и рудолокализирующая роль динамометаморфизма, хотя вопрос о метаморфогенном (в том числе динамометаморфическом) перераспределении рудного вещества в процессе формирования месторождений в деформационно-метаморфических структурах Рудного Алтая поднимался и обсуждался в ряде работ [Попов, 1968; Мохов, Викентьев, 1988; Викентьев, 1994, 2004; и др.].

Динамометаморфические структурно-вещественные преобразования рудовмещающих пород и руд, а также определение возраста основных импульсов стресс-метаморфического воздействия и времени формирования новообразованных рудных тел исследовались автором на хорошо изученных месторождениях Рудного Алтая — Тишинском и Риддер-Сокольном. Тишинское относится к группе месторождений, обособленных в интенсивно деформированных породах зон смятия, а Риддер-Сокольное — является представителем группы месторождений, локализованных в слабдеформированных толщах.

ТИШИНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

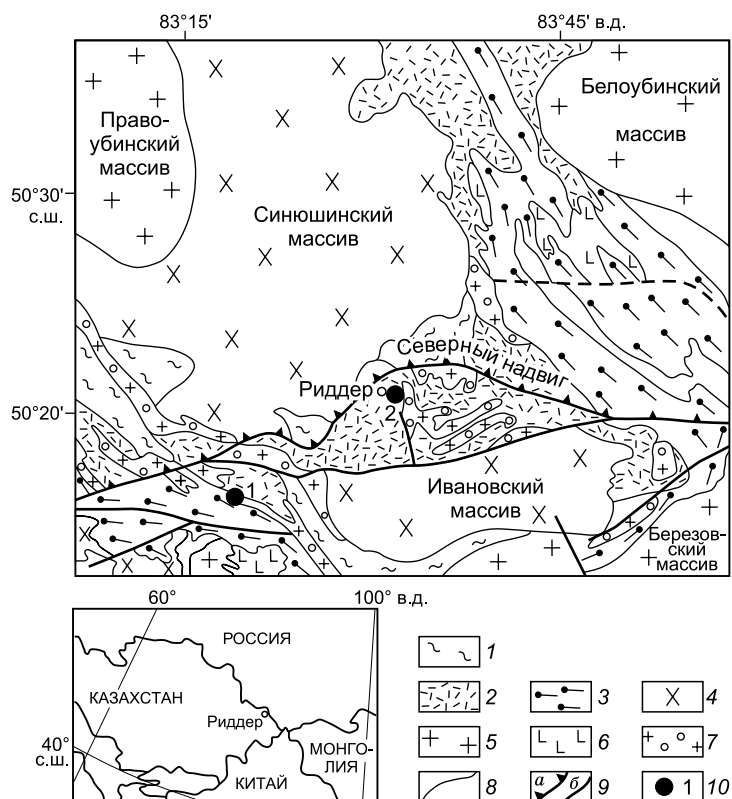
Геологическое строение. Тишинское колчеданно-полиметаллическое месторождение расположено в пределах Кедровско-Бутачихинской зоны (КБЗ) смятия Рудного Алтая, выделенной В.П. Нехорошевым [1930] в начале прошлого столетия. Она ориентирована в северо-западном направлении (320—340°) и является юго-западным флангом ветвящейся системы зон смятия на северо-востоке Рудного Алтая. Ее прослеженная протяженность — более 100 км при ширине до 8—10 км. Тишинское месторождение полиметаллических руд обособлено в сигмоидальном перегибе (субширотном изломе) КБЗ, обусловленном формированием наложенной поперечной Лениногорской деформационно-метаморфической зоны или Семипалатинско-Лениногорского разлома (рис. 1). Для последней характерно общее З, ЮЗ простираение, качественное преобразование структуры субстрата, в том числе КБЗ, и фрагментация системой сдвигонадвигов на крупные пластины с дуговыми ограничениями.

Традиционные представления о геологии Тишинского рудного поля сводятся к тому, что здесь в геологическом разрезе выделяются осадочные и осадочно-вулканогенные толщи силурийско-девонского возраста. Они имеют субширотное простираение при субвертикальном падении и прорваны субвулканическими телами Познопаловской и Южной риолитовых интрузий, а основные рудные залежи Тишинского месторождения приурочены к зоне контакта ильинской и сокольской свит [Маньков, 1964; Дурнев, 1977; Металлогения..., 1978; Рудообразующие системы..., 1986; Покровская, Дюсембаева, 1986; Попов, 1995; и др.].

Согласно авторским представлениям, особенностью геологии Тишинского месторождения и одноименного рудного поля является то, что его вещественную основу представляют главным образом новообразованные породные комплексы, сформированные в результате динамометаморфизма и метасо-

Рис. 1. Тишинское и Риддер-Сокольное колчеданно-полиметаллические месторождения в геологической структуре Лениногорского района, по [Руденко и др., 1985] с изменениями.

1 — альбит-актинолит-эпидот-кварц-хлоритовые породы нижнего палеозоя; 2 — вулканогенно-осадочные образования среднего девона (лениногорская, кроковская, ильинская, сокольная и успенская свиты); 3 — терригенные образования с маломощными прослоями туфогенных пород среднепозднедевонского и раннекаменноугольного возраста; 4 — гранитоиды тельбесского и змеиногорского комплексов; 5 — граниты и гранодиориты калбинского комплекса; 6 — габбро-диабазы, диабазы, порфириды раннекаменноугольного возраста; 7 — субвулканические интрузии среднего—позднего девона (альбитофиры, кварцевые альбитофиры и их эруптивные брекчи, андезитодацитовые и дацитовые порфириды); 8 — границы геологических тел; 9 — тектонические нарушения (*a* — надвиги, *б* — сдвиги, сбросы); 10 — месторождения колчеданно-полиметаллических руд: 1 — Тишинское, 2 — Риддер-Сокольное.



матоза палеозойских пород. Первично стратиграфические или магматические формации и их контактные соотношения практически не наблюдаются, а слабообразованные породы встречаются редко. Основную роль играют породные комплексы динамометаморфического и метасоматического типов; в них степень преобразования исходных пород меняется в широких пределах от 20—25 до 75—100 % [Чиков и др., 2008б; Зиновьев и др., 2009]. Частота преобразования имеет многократно повторяемый (импульсный) характер и определяется периодическим механическим воздействием на породный субстрат в зонах сдвигов. В результате на Тишинском месторождении сформировались качественно новые структурно-вещественные комплексы тектонитов преимущественно сланцевого типа (см. ниже), новые геологические тела и границы со «скользящими» значениями возраста [Зиновьев, Чиков, 2010]. Поэтому выделение в пределах КБЗ, в том числе в Тишинском рудном поле, стратиграфических подразделений (свит, подсвит и пр.) представляется затруднительным.

Картографическая модель месторождения, построенная на основе детального картирования Тишинского карьера [Зиновьев и др., 2009], содержит три субширотно ориентированных зоны — Северную, Центральную и Южную (рис. 2).

Главным элементом этой модели является Центральная зона, включающая основные рудные залежи месторождения, в которой выделены две конформных подзоны: северная и южная (рудовмещающая).

Северная подзона сложена породами, испытавшими интенсивные динамометаморфические и метасоматические преобразования. Основные минеральные разновидности тектонитов: серицит-кварцевые, существенно серицитовые (серицитолиты), существенно кварцевые (силицилиты или вторичные кварциты), кварц-карбонат-хлоритовые, карбонат-эпидот-хлоритовые, эпидот-хлорит-кварцевые и т.п. Для комплекса метасоматитов характерны гломеробластовые, оцеляровые, лепидонематобластовые, зубчатые, сеточные и т.п. микроструктуры. Сланцевые текстуры сохраняются в виде реликтов на фоне метасоматических. На поверхности этот комплекс превращен в пестроцветные существенно каолинизированные массы.

Южная (рудовмещающая) подзона представляет собой «пластовую» зону динамометаморфитов с высоким содержанием сульфидной минерализации. Ее протяженность превышает 1000 м, при ширине не более 100—120 м. Она ориентирована в субширотном направлении при крутом субвертикальном залегании. Внутренняя структура рудовмещающей подзоны определяется эшелонированной и разветвленной системой тектонических пластин, клиньев и меланжевых зон с нечеткими ограничениями, представленных продуктами механически и метасоматически переработанных «первичных» и «вторичных» породных масс. Здесь комплекс тектонитов интенсивно преобразован за счет многократного катаклаза, милонитизации и меланжирования, а также метасоматоза.

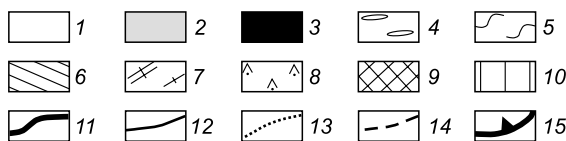
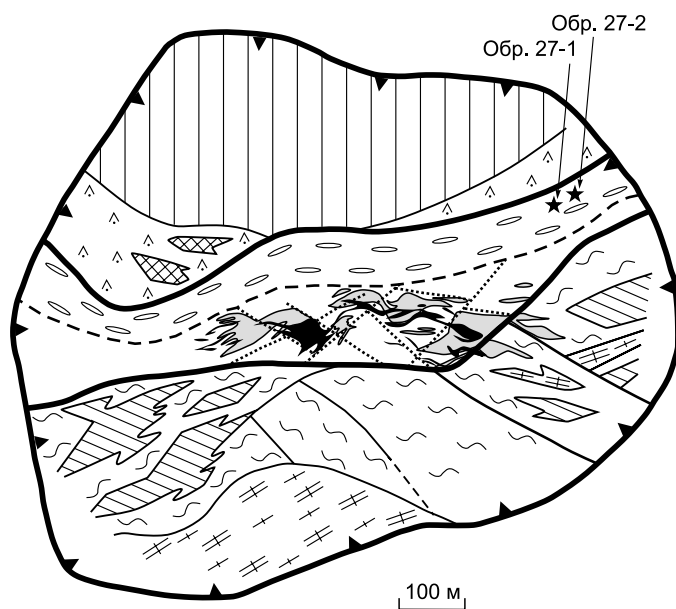


Рис. 2. Геолого-структурная модель Тишинского месторождения (местоположение см. на рис. 1).

1—4 — рудовмещающая зона: 1 — рудоконтролирующая подзона; 2, 3 — рудные концентрации: 2 — генерализованные, 3 — максимальные содержания (по [Дурнев, 1977]); 4 — подзона динамометасоматитов с пиритом (бедного оруденения); 5—7 — Южная зона: 5 — тектониты, многократно механически преобразованные (с приразломным метасоматозом); 6, 7 — блоковые обособления тектонитов, в том числе темные углеродсодержащие и существенно карбонатные (6) и светлые апориолитовые (7); 8—10 — Северная зона: 8 — апопорфировые динамометасоматиты; 9 — блоковые обособления аподиабазовых тектонитов; 10 — динамометасоматиты нерасчлененные; 11—14 — границы: 11 — зон, 12 — подзон и блоков, 13 — блоковых обособлений рудоконтролирующей подзоны, 14 — подзон рудовмещающей зоны; 15 — контур карьера. Звездочками обозначены точки отбора проб.

Рудовмещающая подзона включает собственно рудоконтролирующие породные комплексы и в качестве главного структурного элемента Основную рудную залежь Тишинского месторождения. Анализ фондовых материалов и опубликованных работ [Чеква-

идзе, Исакович, 1971; Дурнев, 1977; Покровская, 1982; Викентьев, 1987, 2004; и др.] показывает, что генерализованная конфигурация Основной рудной залежи представлена в виде ветвящейся системы линзовидных тел полиметаллических руд в интенсивно деформированном (меланжево-сланцевом) субстрате. Рудные тела ассоциируют с серицит-кварцевыми и хлорит-серицит-кварцевыми тектоносланцами, залегают субвертикально, генерально простираются в субширотном направлении, согласно с общей ориентировкой структуры рудного поля.

Южное обрамление Центральной (рудовмещающей) зоны представлено преимущественно углеродсодержащими и карбонатсодержащими кварц-серицитовыми тектоносланцами, массив которых расчленен на сложную систему линзовидных блоков и катаклазит-меланжевых зон. Отдельные линзы и пластины представлены рекристаллизованными породами Южной порфировой интрузии. Блоки имеют в основном линзовидную, ромбовидную и клиновидную формы с разломными ограничениями и часто с фестончатыми окончаниями по простиранию. Интенсивные метасоматические преобразования локализованы в зонах контакта тектонических линз и пластин.

Более однообразно представлено северное глыбово-меланжевое обрамление зоны. Здесь преобладают динамометаморфические и метасоматические формации, включающие интенсивно раздробленные блоки аподиабазовых и апопорфировых тектонитов, широко проявлены сыпучие породные массы глыбового меланжа. Желто-коричневая окраска пород указывает на процессы поверхностного выщелачивания.

Возраст рудных тел. Традиционные представления о возрасте руд Тишинского месторождения основаны на стратиграфическом принципе и сводятся к тому, что рудное поле месторождения находится в полосе развития девонских отложений, при этом основные рудные тела локализованы на контакте ильинской (осадочно-вулканогенной) и сокольской (терригенной) свит среднедевонского возраста (см. выше). Тем не менее по поводу возраста месторождения существуют две основные точки зрения. Большинство исследователей предполагает девонский возраст образования руд; основной этап формирования месторождения связывается с вулканотектоническими структурами [Старостин и др., 1973; Авдонин, 1974; Щерба, 1983; Покровская, Дюсембаева, 1986; Викентьев, 2004; и др.]. Считается, что руды отлагались в слабонаклонных слоистых толщах, которые приобрели субвертикальное залегание в каменноугольно-пермское время. При этом сами руды, субвулканические тела и вмещающие породы подверглись региональному рассланцеванию, которое, по мнению большинства вышеупомянутых авторов, не привело к их значимым преобразованиям.

Согласно другим представлениям, образование рудных тел происходило в раннекаменноугольное время в крутопадающих структурах и контролировалось зонами рассланцевания и разломами субши-

ротного простираения; на формирование руд в той или иной степени оказали влияние динамометаморфические процессы [Чекваидзе, Исаакович, 1971; Дурнев, 1977; Попов, 1995; и др.]. Наиболее полно и подробно динамометаморфические преобразования пород и руд Тишинского месторождения охарактеризованы в работах И.В. Викентьева [1987, 1994, 2004], он постулирует образование месторождения в пологозалегающих вулканогенно-осадочных толщах среднего девона и совершенно справедливо говорит о более позднем масштабном метаморфогенном перераспределении рудного вещества в процессе тектонического течения. Это, несомненно, должно привести к формированию рудных тел новой морфологии и переориентации их в пространстве.

Автор данной работы придерживается взглядов о том, что после образования в среднедевонское время рудных концентраций и рудных тел в вулканогенно-осадочных породах Тишинского месторождения произошло формирование Кедровско-Бутачихинской сдвиговой зоны (зоны смятия). Динамометаморфические процессы, происходящие в условиях наложения деформации сдвига на высокое всестороннее (литостатическое) давление, существенно преобразовали исходный породный субстрат и способствовали перераспределению первичного рудного вещества механизмами сдвигового течения *in situ*. Возраст новообразованных рудных тел обосновывается нижеприведенными геохронологическими данными.

Для геохронологических исследований использовались монофракции серицитов, отобранные из серицитовых тектоносланцев (обр. 27-1, 27-2) Тишинского карьера (см. рис. 2), а также из околорудных серицит-кварцевых тектоносланцев в рудных забоях шахты Тишинская из зоны непосредственного контакта вмещающих пород с Основным рудным телом месторождения. Изотопные определения возраста здесь и далее проводились А.В. Травиным (Аналитический центр ИГМ СО РАН) по специальной методике [Травин и др., 2009].

Значения возраста для серицитов из тектоносланцев Тишинского карьера (294.5 ± 2.7 , 300.7 ± 2.7 млн лет) заметно древнее значений, полученных для околорудных серицит-кварцевых тектоносланцев (279.5 ± 3.2 , 283.3 ± 3.2 , 287.8 ± 3.4 млн лет), отобранных в шахте Тишинская (рис. 3). На основании полученных данных можно говорить о выделении двух импульсов динамометаморфизма с возрастом 294—301 и 279—288 млн лет. С меньшей долей вероятности устанавливаются более молодые деформации (порядка 260 млн лет и моложе), о чем свидетельствуют значения возраста, фиксируемые на низкотемпературных участках спектров (см. рис. 3).

Рудовмещающая зона, из которой были отобраны пробы на $Ag-Ag$ датирование, простирается в субширотном направлении и включает в качестве главного структурного элемента Основную рудную залежь Тишинского месторождения. Поскольку испытуемые образцы взяты из околорудных тектоносланцев в зоне непосредственного контакта с рудой, то их возраст можно сопоставить с возрастом

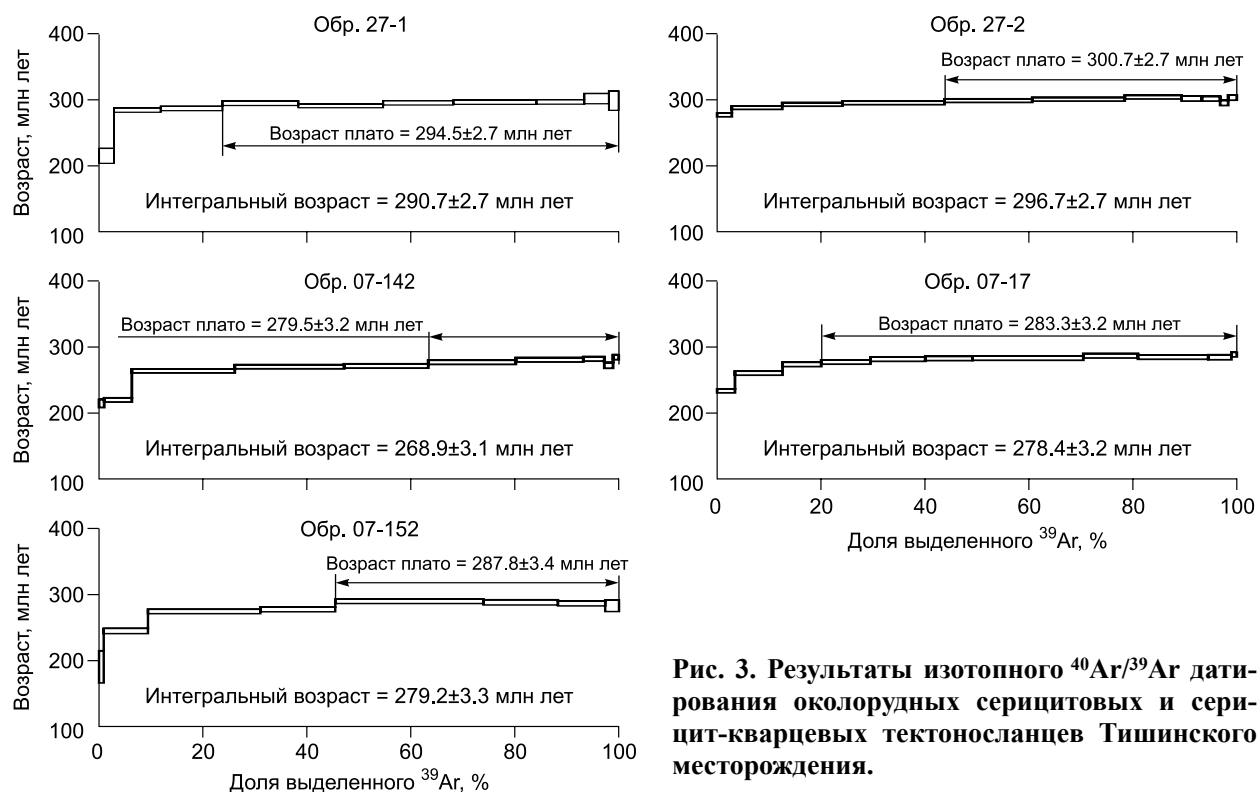


Рис. 3. Результаты изотопного $^{40}Ar/^{39}Ar$ датирования околорудных серицитовых и серицит-кварцевых тектоносланцев Тишинского месторождения.

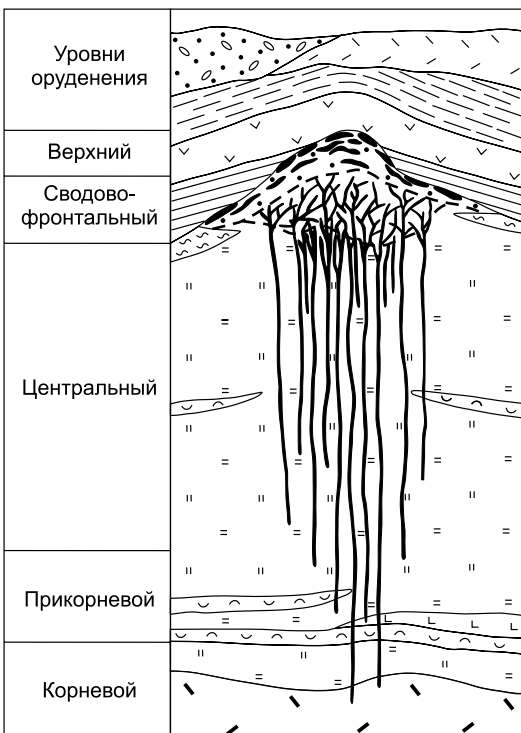
формирования рудных тел, наблюдаемых на современном структурном плане. Он соответствует не среднему девону, как это традиционно представляется в материалах отчетов и научных публикациях (см. выше), а раннепермскому времени. По всей видимости, в результате двух (или более) импульсов динамометаморфизма и сопутствующих структурно-вещественных преобразований рудных и околорудных породных комплексов сформировались те рудные тела, которые наблюдаются в современной структуре Тишинского месторождения.

РИДДЕР-СОКОЛЬНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Геологическое строение. Риддер-Сокольное полиметаллическое месторождение обособлено в северной части Лениногорского рудного поля в зоне субширотного регионального Семипалатинско-Лениногорского разлома в относительно слабонарушенных слоистых толщах сводовой части антиклинорной структуры (см. рис. 1) и представлено рудными залежами, расположенными на разных гипсометрических уровнях в разных тектонических блоках [Чепрасов и др., 1972; Мохов, Викентьев, 1988; Викентьев, Карманов, 1989; Попов, 1995; и др.].

В основании разреза в районе месторождения выделяются альбит-эпидот-хлорит-кварцевые метаморфические сланцы предположительно среднепозднеордовикского возраста, слагающие нижний структурный ярус оруденения. К верхнему ярусу относятся нижнесреднедевонские отложения, представленные вулканогенно-осадочными лениногорской, крюковской, ильинской и сокольной свитами [Сандомирский, Старостин, 1975; и др.], которые некоторыми исследователями рассматриваются в качестве подбит березовской свиты [Покровская, 1982; Викентьев, Карманов, 1989; и др.]. Вулканогенно-осадочные толщи месторождения прорываются девонскими субвулканическими телами, представленными в основном дайками и штоками кислого состава и дайками и силлами основного состава. Среди интрузивных образований района месторождения выделяются гранодиориты краевой части Синюшинского массива раннесреднекаменноугольного возраста и дайки диабазов, секущие девонские толщи [Сандомирский, Старостин, 1975]. Рудные тела месторождения залегают преимущественно в толще крюковской свиты, которую слагают лавы и туфы риолитов и риодацитов, микрокварциты и агломератовые туффиты, кремнистые и известковистые алевролиты, глинистые, известково-глинистые и углистые сланцы, силициты и др. [Яковлев и др., 1985; Попов, 1995], и представляют собой сочетание пластообразных стратиформных тел сплошных и полосчатых руд субгоризонтального залегания и крутопадающих образований жильного и штокверкового типов [Дергачев и др., 1994].

В разрезе месторождения прослеживается определенная зональность в размещении рудных тел, при этом они имеют разную морфологию и характеризуются разной концентрацией рудного вещества. В этом отношении представляет интерес модель вертикальной структурной зональности Риддер-Сокольного месторождения, предложенная И.В. Викентьевым [Викентьев, Карманов, 1989; Викентьев, 2004]. Согласно представлениям И.В. Викентьева,



в структуре месторождения выделено пять уровней оруденения (рис. 4): 1) верхний, 2) сводово-фронтальный, 3) центральный, 4) прикорневой и 5) корневой.

Для верхнего уровня месторождения типична линзовидная морфология золото-барит-полиметаллических рудных тел. Это массивные тела, которые располагаются в сводовой части куполообразной структуры и ориентированы согласно перекрывающим пологозалегающим толщам. Оруденение этого уровня считается наиболее поздним.

Рис. 4. Структурная зональность Риддер-Сокольного месторождения, по [Викентьев, 2004].

1 — рыхлые отложения; 2 — известковистые алевролиты и аргиллиты сокольной подсвиты ($D_{2e,sc}$); 3 — вулканыты ильинской подсвиты ($D_{2e,il}$); 4, 5 — крюковская подсвита ($D_{2e,kr}$); 4 — глинистые сланцы, 5 — метасоматиты: серицит-глинистые сланцы (а), пирит-серицит-кварцевые березитоподобные (б) и серицит-хлорит-кварцевые (в) породы; 6 — туфы и туффиты лениногорской подсвиты ($D_{2e,ln}$); 7 — экструзивные и субвулканические тела риолитов (а) и диабазов (б); 8 — барит-полиметаллические сплошные (а) и вкрапленные (б) руды; 9 — кварцевые жильные рудные тела.

Сводово-фронтальному уровню присущи сложные сетчато-жильные штокверковые свинцово-цинковые и полиметаллические руды с повышенным содержанием меди.

Центральный уровень считается наиболее продуктивным. Здесь сконцентрированы основные запасы месторождения. Рудные тела медно-свинцово-цинковые и представлены жильным и прожилково-вкрапленным типами.

Прикорневой уровень характеризуется линзообразным прожилково-жильным свинцово-цинково-медным оруденением.

Корневой уровень представляет собой участки выклинивания прожилков и жил с серно-колчеданым, реже медным оруденением.

Наибольший интерес с точки зрения динамометаморфического преобразования породных и рудных тел месторождения представляет верхний уровень, характеризующийся линзовидными рудными телами субсогласными с перекрывающими их пологозалегающими толщами, которые, в свою очередь, осложнены пологими срывами.

Разрывные нарушения Риддер-Сокольного месторождения подразделяются по времени заложения на три группы: досреднедевонские, среднепозднедевонские и позднепалеозойские [Сандомирский, Старостин, 1975].

Большинство исследователей считают, что породы Риддер-Сокольного месторождения дислоцированы незначительно; динамометаморфические преобразования проявлены слабо и связаны с малоамплитудными послерудными тектоническими подвижками [Чепрасов и др., 1972; Покровская, 1982; Викентьев, Карманов, 1989; и др.]. В то же время, несмотря на утверждения о незначительной дислоцированности и локальности распространения динамометаморфических преобразований, в работах [Викентьев, Карманов, 1989; Викентьев, 2004] отмечается, что важнейшими рудолокализирующими структурными элементами являются две пересекающиеся структурно-метасоматические зоны: продольная северо-западной и поперечная северо-восточной ориентировок, в которых размещены все залежи месторождения. Зоны представляют собой протяженные линейные участки наиболее тектонически и метасоматически переработанных пород. Кроме того, в некоторых работах указывается, что основными рудолокализирующими структурами верхней части месторождения являются межслоевые трещинные зоны [Руденко и др., 1985] или зоны послонных срывов [Покровская, 1982]. Существуют данные, что стратиформные рудные тела, обособленные в верхней части месторождения и приуроченные к купольным структурам, залегают среди кварц-серицит-хлоритовых пород, хлоритолитов и серицитолитов [Мохов, Викентьев, 1988; Дергачев и др., 1994], а также, что значительная часть руд месторождения, залегающая над микрокварцитовым ядром, подверглась значительной переработке и переотложению [Попов, 1995].

Указанные факты подтверждают существенные динамометаморфические воздействия на руды и вмещающие породы верхней части Риддер-Сокольного месторождения. Кроме того, если месторождение локализовано в зоне регионального разлома [Мохов, Викентьев, 1988; Попов, 1995; и др.], то осадочно-вулканогенные породы и руды должны были испытать деформации и в той или иной степени подвергнуться структурно-вещественным преобразованиям, о чем неоднократно указывалось в работах автора [Зиновьев и др., 2009; Зиновьев, Чиков, 2010; Зиновьев, Травин, 2012; и др.].

В пределах Риддер-Сокольного месторождения нами изучался небольшой провал на горе Сокольная, расположенный южнее Андреевского карьера. В северо-восточном борту провала вскрыты коренные обнажения верхней части месторождения. Здесь в вертикальной стенке картируется поверхность надвига, вдоль которой развиты типичные бластомилонит-бластокатаклизитовые породные ассоциации (рис. 5). Вероятнее всего, эта пологая надвиговая зона нарушает отложения крюковской свиты, для которых наряду с северным надвигом, ограничивающим месторождения с севера, предполагается позднепалеозойский возраст [Сандомирский, Старостин, 1975]. Что касается осадочно-вулканогенных отложений, то они в этой зоне претерпели значительные структурно-вещественные преобразования, в результате чего произошла утрата первичных структурно-текстурных характеристик, присущих слоистым толщам. Породные комплексы представлены здесь полосчатыми и линзовидно-полосчатыми тектоносланцами. В обнажении отчетливо просматривается деформационная неоднородность, которая выражена в наличии зоны интенсивных деформаций, развитой вдоль поверхности пологого срыва. Эта зона мощностью от 1 до 2 м имеет субгоризонтальное залегание и отделяет подстилающие ее существенно кварцевые породы (микрокварциты) от комплекса тонкополосчатых кварц-хлорит-серицитовых тектоносланцев. В зоне интенсивных преобразований тектониты имеют тонколистовато-пластинчатый вид. Выше зоны надвига наблюдаются более сцементированные тектоносланцы аналогичного состава полосчатого и линзовидно-полосчатого облика (см. рис. 5).

Возраст рудных тел верхней части Риддер-Сокольного месторождения. Как указывалось выше, линзовидные рудные тела верхнего уровня месторождения (см. рис. 4) ориентированы конформно с перекрывающими их тектоносланцами, развитыми в области распространения пологозалегающих

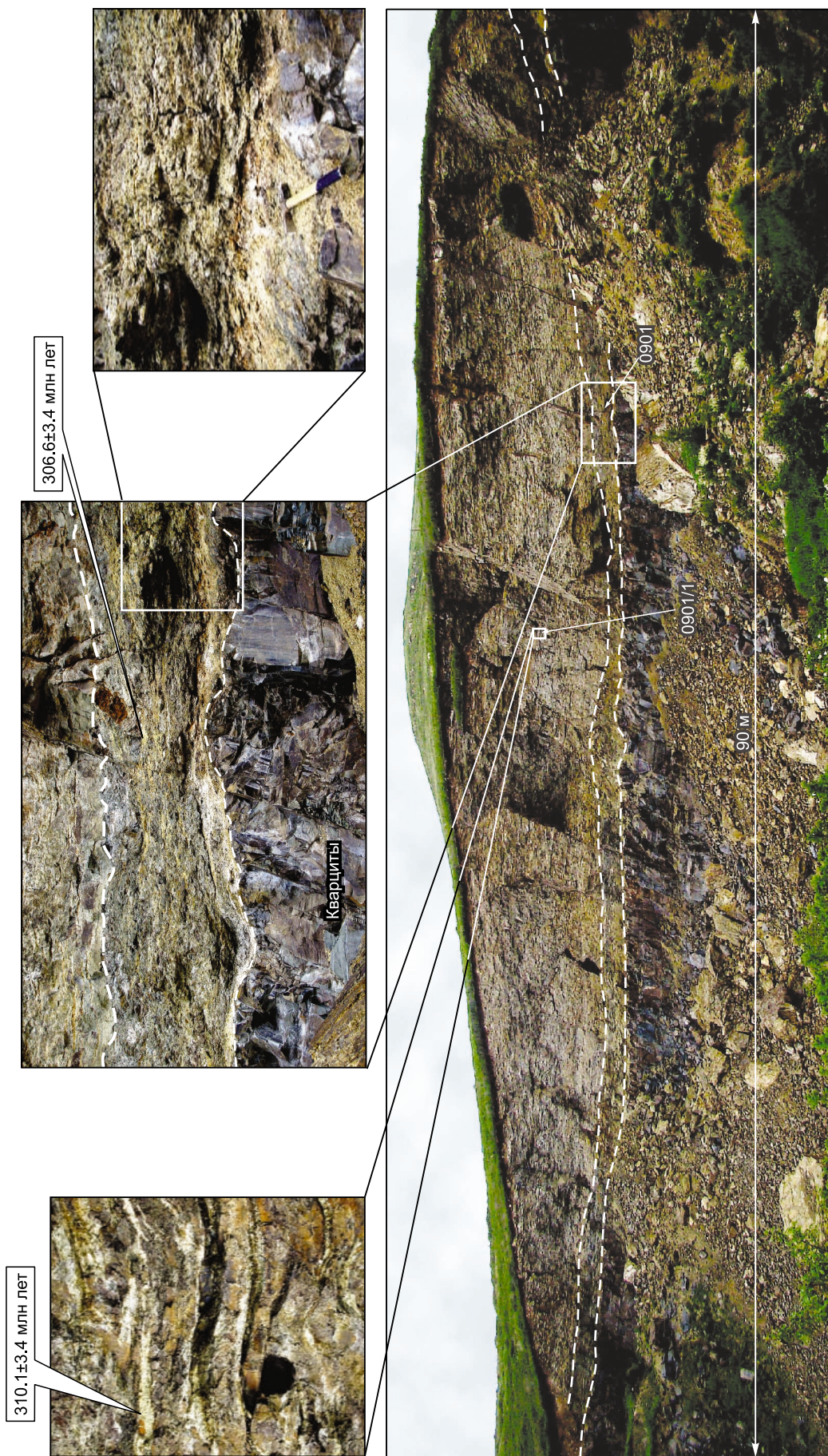


Рис. 5. Структурно-вещественная неоднородность верхней части Риддер-Сокольного месторождения в стенке провала (фотографии).

Штриховыми линиями показаны ограничения зоны интенсивных деформаций вдоль поверхности надвига.

Рис. 6. Результаты изотопного $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования околорудных кварц-серицитовых и кварц-хлорит-серицитовых тектоносланцев Риддер-Сокольного месторождения.

надвигов. На наш взгляд, эти рудные тела приобрели линзовидную морфологию во время формирования тектонитов в зонах пологих срывов, поэтому возраст тектоносланцев будет одновременно являться и возрастом рудных тел, обособленных в верхней части Риддер-Сокольного месторождения.

Для геохронологических исследований нами использовались монофракции серицитов, отобранные из кварц-серицитовых и кварц-хлорит-серицитовых тектоносланцев непосредственно из зоны надвига и в нескольких метрах выше поверхности сместителя (см. рис. 5).

Определения $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста проводились по методике ступенчатого прогрева, описанной в [Травин и др., 2009]. Для серицита из кварц-серицитовых тектоносланцев (рис. 6) определено низкотемпературное промежуточное плато из двух ступеней (возраст 344.6 ± 3.7 млн лет) и высокотемпературное из трех ступеней (306.6 ± 3.4 млн лет), что, по-видимому, связано с присутствием в образце серицитов двух генераций. Вероятнее всего, серициты с возрастом 344.6 ± 3.7 млн лет являются реликтовыми (додеформационными), а более поздние с возрастом 306.6 ± 3.4 млн лет сформировались в процессе деформационных преобразований первичных пород в зонах надвиговых дислокаций.

В спектре серицита из кварц-хлорит-серицитовых тектоносланцев выделяется одно четкое плато со значением возраста 308.9 ± 3.4 млн лет. Температура закрытия K/Ar изотопной системы мусковита считается равной порядка 360—400 °С, что соответствует предполагаемым условиям тектонического преобразования пород. Следовательно, две согласующиеся между собой датировки фиксируют возраст деформаций, происходивших 307.7 ± 3.4 млн л.н.

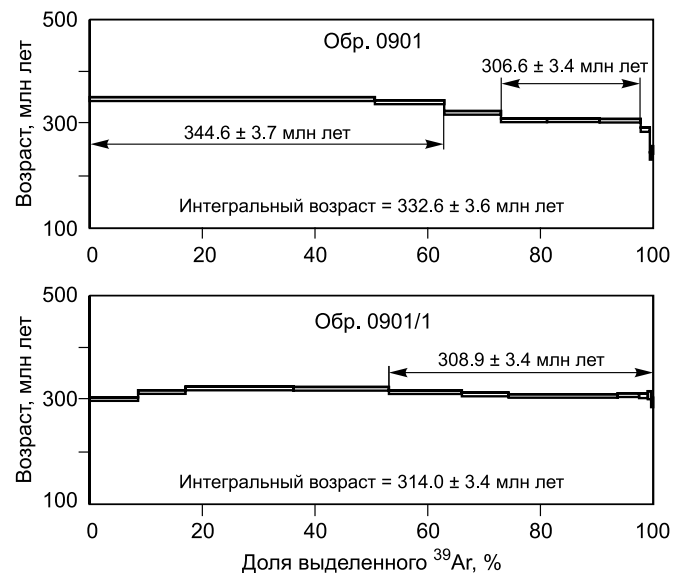
Исходя из полученных данных о возрасте, можно предположить, что линзовидные тела сплошных руд, по крайней мере, верхней части месторождения, приобрели наблюдаемую морфологию не в среднем девоне, как это традиционно принято считать, а в позднем карбоне. И связано это с динамометаморфическим перераспределением рудного вещества *in situ*.

Полученные данные возраста деформаций и формирования стресс-метаморфических комплексов и линзовидных рудных тел верхней части Риддер-Сокольного месторождения соответствуют позднекаменноугольно-пермскому этапу тектонической активизации Центрально-Азиатского складчатого пояса, связанной со столкновением Восточно-Европейского континента с Северо-Азиатским. В результате коллизионных взаимодействий этих континентов было сформировано множество террейнов, разделенных крупноамплитудными сдвигами и сопряженными надвигами [Буслов, 2011], что способствовало структурно-вещественным преобразованиям в уже существующих и новообразованных сдвиговых зонах (зонах смятия). Это повлияло на перераспределение рудного вещества и способствовало формированию линзовидных рудных тел, наблюдаемых в современной структуре верхней части Риддер-Сокольного месторождения.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Роль динамометаморфизма в рудообразовании обсуждается в немногих работах. Тем не менее в последние годы все больше внимания уделяется тому факту, что динамометаморфические преобразования не только производят глубокие изменения состава и структуры пород протолита, но и существенно влияют на перераспределение и концентрирование рудного вещества [Викентьев, 1994; Паталаха, 2006; Татарин, Ялович, 2006; Зиновьев и др., 2009; Зиновьев, Травин, 2012], порой полностью преобразуя существовавшие до деформационного воздействия рудные тела.

Кроме рассмотренных в данной работе Тишинского и Риддер-Сокольного полиметаллических месторождений, приуроченных к Северо-Восточной зоне смятия, в которых формирование рудных тел, наблюдаемых в современной структуре, обусловлено динамометаморфическими процессами, существуют примеры подобных месторождений, локализованных в других деформационно-метаморфических



зонах земной коры. Как правило, такие месторождения формируются в коллизионных и коллизионно-сдвиговых геодинамических обстановках и известны не только в Рудном Алтае, но и других регионах.

Показательны в этом отношении месторождения, приуроченные к Иртышской сдвиговой зоне (зоне смятия). Для Иртышского и Белоусовского полиметаллических месторождений установлено, что в процессе динамометаморфизма рудные скопления и залежи изменили первоначальные очертания. Это объясняется перераспределением гидротермально-осадочных руд в процессе сдвигового метаморфизма [Геология..., 1997].

Особый интерес представляет месторождение Карчига, обособленное в Курчум-Кальджирском блоке Иртышской зоны смятия. Рудовмещающими толщами здесь являются сильнометаморфизованные и рассланцованные отложения, представленные кварц-кордиерит-биотитовыми, кварц-полевошпат-биотитовыми кристаллическими сланцами и амфиболитами [Геология..., 1997]. В формировании месторождения выделяется два главных этапа: вулканогенно-осадочный и метаморфический [Лобанов, Гаськов, 2012]. С первым связано первичное накопление рудного вещества, а в метаморфический этап все породы и руды подверглись преобразованиям до уровня эпидот-амфиболитовой фации, в результате чего руды претерпели перекристаллизацию и частичную регенерацию, однако первоначальный контур залежей, по мнению авторов [Лобанов, Гаськов, 2012], не изменился. Тем не менее они указывают, что метаморфизм пород и руд связан с крупномасштабными сдвиговыми перемещениями вдоль ИЗС, и приводят данные о переотложении медно-колчеданных руд в отдельные ослабленные зоны, например, в замковые части складчатых структур. По мнению автора настоящей работы, крупномасштабные сдвиговые перемещения всегда приводят к преобразованию исходного породного субстрата, формированию комплексов тектонитов и перераспределению рудного вещества.

Еще одним классическим примером метаморфизованных гидротермально-осадочных колчеданно-полиметаллических месторождений является Холоднинское месторождение в Прибайкалье. Динамометаморфические преобразования пород и руд на месторождении и рудном поле в целом обусловлены его структурным положением в узкой зоне между Холоднинским и Тыйским разломами, а также влиянием других разломных зон внутри блока. Характер структурно-вещественных преобразований породных комплексов Холоднинского рудного поля отличается неравномерностью проявления и соответствует эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма [Дистанов и др., 1982] и дистен-силлиманитовому типу амфиболитовой фации [Добрецов и др., 1981]. По мнению Э.Г. Дистанова с соавторами [Дистанов и др., 1982], рудные тела Холоднинского месторождения практически не изменили свою первоначальную форму, в то же время они приводят признаки пространственного перемещения рудного вещества и его регенерации в процессе метаморфического и метасоматического преобразования. Особенно широко это проявляется в крутопадающих разломных зонах, где происходит дифференциация рудного вещества и его перемещение на сотни метров от первоначального нахождения гидротермально-осадочных руд. Установлено также, что регенерированная минерализация широко распространена в зонах метаморфических преобразований, отмечается в кварц-мусковитовых и порфиробластических породах, реже в амфиболитах и контролируется протяженными тектоническими зонами [Дистанов и др., 1982]. На метаморфогенное преобразование в отдельных зонах осадочных и магматических пород, а также руд Холоднинского месторождения, выразившееся в перекристаллизации, перераспределении рудного вещества и образовании новых минеральных парагенезисов пород и руд, указывает также И.В. Гаськов [1982].

Приведенные выше данные свидетельствуют о существенном вкладе динамометаморфизма в процессе формирования определенной доли рудных тел Холоднинского месторождения.

Из Салаирских полиметаллических месторождений наибольший интерес с точки зрения динамометаморфического преобразования руд представляет Ускандинское колчеданно-полиметаллическое месторождение. Руды здесь в значительной степени метаморфизованы и образуют линзовидные, кулисообразно расположенные залежи в кварц-серицитовых и кварц-серицит-хлоритовых сланцах. Такие динамометаморфические преобразования руд и трансформация исходных вулканогенных пород в сланцы объясняются близостью месторождения к краевому (Ускандинскому) надвигу Салаира [Дистанов, Ковалев, 1964]. В связи с этим линзовидную форму и современное положение в структуре рудные тела Ускандинского месторождения могли приобрести благодаря динамометаморфическим воздействиям на породную среду. Установлено, что для других месторождений Северо-Восточного Салаира образование полосчатых руд и линзовидная форма залежей не связаны с динамометаморфизмом [Дистанов, Ковалев, 1964].

Кроме полиметаллических аналогичный эффект при динамометаморфизме происходит и при формировании месторождений других металлов (золоторудных, железорудных и пр.).

Так, А.В. Татаринов и Л.И. Ялович [2006] описали золоторудные месторождения Байкало-Муйского и Яно-Колымского коллизионных поясов и забайкальской части Монголо-Охотского коллизионного шва, где существенную роль в процессе рудообразования сыграли процессы динамического (стресс-

метаморфического) воздействия и для которых была предложена динамометаморфическая модель происхождения золотого оруденения. Ими установлено, что в пределах Самокутской коллизионной зоны, входящей в состав Байкало-Муйского коллизионного пояса, первичные породы (базальтовые коматииты и пироксениты, базиты пикрит-толеитовой ассоциации и пр.) испытали метаморфические преобразования от зеленосланцевой до эклогит-глаукофановой фации на протяжении позднего докембрия—раннего палеозоя в условиях сжатия. В центральной части Самокутской зоны выделено несколько рудных тел с промышленными содержаниями золота, при этом тела с наиболее крупным и самородковым золотом приурочены к тектонитам в милонитовых швах, интенсивно переработанным в палеозойское время динамометаморфическими процессами [Татаринов, Яловик, 2006].

Динамометаморфическое перераспределение золота также выявлено на Бадранском месторождении, обособленном в Куларо-Нерском сланцевом поясе [Татаринов, Яловик, 2006]. Это региональная структура образовалась в результате коллизии Колымо-Омолонского террейна с Верхоянской континентальной окраиной в позднюрско-раннемеловое время [Фридовский, 1998]. В процессе этой коллизии по черносланцевым толщам верхоянского комплекса и диоритам Колымо-Омолонского террейна сформировались золотоносные динамометаморфиты. Структура рудного поля, в котором обособлено Бадранское месторождение, представляет собой сложное чередование надвиговых зон и зон меланжирования. Основное оруденение ассоциирует с динамометаморфитами, локализованными в зонах надвиговых чешуй, а также в матриксе зон меланжа. Динамометаморфический комплекс, вмещающий золоторудные тела, представлен катаклазитами, милонитами, псевдотахилитами и тектоническими брекчиями при преобладании первых. Реликтов исходных осадочных пород практически не наблюдается на месторождении. Установлено, что алевролитопесчаниковая толща верхоянского комплекса, которая в условиях коллизионных взаимодействий превращена в динамометаморфические породы, в районе месторождения и за его пределами обладает повышенным геохимическим фоном золота (содержание золота в породе составляет 2.3—3.4 мг/т). В процессе формирования структуры Бадранского месторождения и всего рудного поля установлено два этапа деформационных воздействий, следствием чего явилось двухступенчатое концентрирование золота, при этом содержание золота в динамометаморфических породах по сравнению с исходным геохимическим фоном увеличилось в 7—20 раз, а механохимические процессы активации в условиях сдвигового течения способствовали мобилизации золота и его концентрированию в промышленных масштабах [Татаринов, Яловик, 2006]. На тектонометаморфогенное образование рудных тел Бадранского месторождения указывает и В.Ю. Фридовский [1998].

Существенная роль динамометаморфических процессов установлена и при формировании других золоторудных месторождений востока России, где с динамометаморфизмом связано образование рудных тел промышленных концентраций, а именно: Токичанского, расположенного в Куларо-Нерском сланцевом поясе; Карийского, Пильненского, Погромного, Илинского и других месторождений, обособленных в структуре Монголо-Охотского коллизионного шва. Для них установлено, что первичные базит-ультрабазитовые, габбро-диорит-гранитные ассоциации, эклогиты и углеродистые осадки, обладающие повышенным геохимическим фоном золота, были превращены в динамометаморфические породы в условиях сдвигового течения [Татаринов, Яловик, 2006].

Огромное влияние динамометаморфизма на перераспределение золота и формирование крупных полихронных и полигенных месторождений в складчатых поясах установлено в работе А.Т. Королькова [2007].

Интересными представляются выводы о формировании богатых железных руд Криворожского бассейна. Согласно исследованиям А.И. Чередниченко [1964], богатые рудные тела наблюдаются только там, где имело место динамометаморфическое перераспределение железорудного вещества и концентрация его в пластически деформированных участках. Существенное влияние динамометаморфических процессов при формировании богатых рудных тел отмечается и на месторождениях железистых кварцитов Кольского полуострова. Так, согласно выводам Д.Г. Егорова [2002], железистые кварциты железорудной формации Кольского полуострова участвовали в стресс-метаморфической дифференциации при сдвиговом метаморфизме первичных высокожелезистых основных вулканитов *in situ*.

Все это свидетельствует о существенной роли динамометаморфизма при формировании полиметаллических, железорудных и благороднометалльных месторождений в деформационно-метаморфических структурах земной коры (зонах смятия, сдвиговых зонах, коллизионных швах и пр.).

Динамометаморфические процессы не только изменяют морфологию рудных тел, преобразуют структурно-текстурные особенности руд и являются причиной регенерации рудного вещества, но и благодаря им происходит рафинирование вещества и, как следствие, для рудных зон природное улучшение качества руд, что отмечается для полиметаллических месторождений Текелийской зоны смятия Джунгарского Алатау, а также характерно для аналогичных месторождений, локализованных в рудно-алтайских зонах смятия [Паталаха, 2006].

Кроме того, сепарационно-сегрегационные процессы в условиях динамометаморфизма и сдвигового течения производят изменение свойств минералов, пород и руд, подвергшихся деформационным преобразованиям. Известны примеры очищения кварца от примесей (рафинирование) в процессе стресс-метаморфизма [Делицин, 1985], очищения основной массы сфалерита от тонкой эмульсии халькопирита и других примесей на Белоусовском месторождении и месторождении Анисимов Ключ в Восточном Казахстане [Геология..., 1997], а также геохимической самоочистки и повышения пробы золота [Каныгин и др., 1990].

Большинство авторов, цитируемых в работе, говорят о перераспределении рудных элементов (вещества) в процессе динамометаморфических преобразований, что, несомненно, приводит к его концентрированию, переотложению и локализации в новом месте в виде новообразованных рудных тел.

Что касается возраста месторождений, обособленных в структуре зон смятия или деформационно-метаморфических зон, то, по мнению автора, следует различать возраст оруденения и возраст рудных тел. На первый взгляд эти понятия тождественны. Анализ многочисленных работ показал, что в подавляющем большинстве случаев этот вопрос либо не ставился, либо само собой возраст оруденения и возраст рудных тел полагался одинаковым. Авторский опыт изучения механизмов структурно-вещественных преобразований породных тел, в том числе рудных, в региональных деформационно-метаморфических зонах [Зиновьев, 1992; Чиков, Зиновьев, 1996; Чиков и др., 2008а; Зиновьев, Чиков, 2010; Chikov et al., 2012], а также экспериментальные исследования минеральных масс в условиях сдвигового течения, т.е. при наложении деформации сдвига на высокое всестороннее давление [Ениколопян и др., 1986; Чиков и др., 1989], показали принципиальную и реальную возможность сепарационно-сегрегационного перераспределения и переотложения рудного вещества [Чиков и др., 1991; Жмодик и др., 2004; и др.].

В эксперименте с динамометаморфическим (ударным) воздействием на порошок гранитного состава был получен апогранитный бластокатаклазит, в котором установлено перераспределение основных пороодообразующих минералов исходного гранита с их концентрированием и обособлением в виде мономинеральных полос, в том числе сегрегация ранее рассеянного в исходной смеси гематита в виде линзовидного тела [Чиков и др., 1991]. А при аналогичном воздействии на пирит-кварцевый порошок, в который предварительно были введены изотопы золота, равномерно рассеянные в пробе, было получено зональное распределение золота в уплотненном компактите и значительное увеличение его концентраций в определенных областях [Жмодик и др., 2004; и др.].

Установлено, что новообразованные рудные тела с высокой концентрацией рудных компонентов могут сформироваться по времени значительно позже, чем первичное оруденение [Зиновьев и др., 2009; Зиновьев, Травин, 2012].

Проблема возраста полиметаллических рудных тел Тишинского и верхней части Риддер-Сокольного месторождений решается с учетом следующего: 1) исходный вулканогенно-осадочный субстрат качественно преобразован механизмами формирования зоны смятия (сдвиговое течение) и более поздними процессами, связанными с субширотной (Лениногорской) зоной деформаций; 2) высокие концентрации рудных элементов обусловлены: а) перераспределением рудного вещества *in situ* сепарационно-сегрегационными механизмами в условиях сдвигового течения; б) флюидным привнесом ювенильного вещества; 3) время формирования рудных тел в современном структурном плане «оторвано» от времени осадконакопления и вулканической деятельности; 4) главную роль в определении возраста формирования руд имеют изотопные датировки рудовмещающих минеральных парагенезисов.

Линзовидная форма рудных тел, локализованных в верхней части Риддер-Сокольного месторождения и располагающихся субсогласно зоне надвига, а также их обособление среди кварц-серицит-хлоритовых тектоносланцев предполагает динамометаморфическую природу рудоконцентраций. Похожая ситуация наблюдается и на Тишинском месторождении, для которого установлены динамометаморфические условия перераспределения рудного вещества и формирование линзовидных и линзовидно-ленточных рудных тел, наблюдаемых в современном структурном плане месторождения [Зиновьев и др., 2009]. Отличие заключается в том, что на Тишинском месторождении все рудные тела приобрели наблюдаемую морфологию в процессе динамометаморфических преобразований, а на Риддер-Сокольном таковыми являются лишь рудные тела верхнего уровня.

Многими исследователями, как уже указывалось выше, отмечается, что Лениногорский блок, к которому приурочено Риддер-Сокольное месторождение, является менее деформированным по сравнению с обрамляющими его с юго-запада и северо-востока Кедровско-Бутахиинской и Успенско-Карелинской зонами соответственно. Тем не менее он тоже испытал деформации в позднекаменноугольно-пермский этап коллизионных взаимодействий Восточно-Европейского и Северо-Азиатского континентов [Буслов, 2011] или Казахстанского микроконтинента с Сибирским [Glorie et al., 2012], что выразилось в формировании надвигов и сдвигов, а также — в образовании динамометаморфических пород, хотя и в значительно меньших объемах, нежели в обрамляющих его зонах смятия. Собственно в Кедровско-Бу-

тачихинской и Успенско-Карелинской зонах смятия процессы преобразования исходных породных комплексов зашли значительно глубже и возраст последних динамометаморфических событий определен, в частности, для Кедровско-Бутачихинской зоны как раннепермский и соответствует 279.5 ± 3.2 , 283.3 ± 3.2 и 287.8 ± 3.4 млн лет [Зиновьев и др., 2009], что в общем не противоречит импульсной модели формирования стресс-метаморфических комплексов в деформационно-метаморфических зонах [Понмарчук и др., 1994; Chikov et al., 2002; и др.]. Процессы структурно-вещественных преобразований пород имеют многократно повторяемый характер и сопровождают формирование рудно-алтайских сдвиговых зон в период с позднего девона по ранний мезозой включительно.

ВЫВОДЫ

В деформационно-метаморфических зонах (смятия, региональных сдвигов и т.п.) динамометаморфические процессы производят глубокие преобразования вещества и структуры исходного породного субстрата с образованием новых пород динамометаморфического типа (тектонитов), а также существенно влияют на перераспределение рудного вещества и условия локализации рудных тел. Следовательно, динамометаморфизм является не только структуро- и породообразующим фактором, но и имеет рудолокализирующее значение. Если же рудные тела уже были сформированы, то под действием деформационно-метаморфических процессов они изменяют свою первичную морфологию и образуются тела новой формы, ориентировка которых совпадает с направлением действия максимальных касательных напряжений и, соответственно, с общим простирием деформационно-метаморфических зон.

Совокупными индикаторными характеристиками рудных тел динамометаморфической природы являются следующие: 1) линзовидная и линзовидно-полосчатая морфология; 2) их ориентировка совпадает с общим простирием деформационной зоны; 3) рудовмещающими породами всегда являются тектониты (динамокластиты, тектоносланцы и пр.); 4) рудам и рудовмещающим породам присущи структуры течения в «ламинарных» и «турбулентных» формах. Это характерно как для Тишинского, так и для верхней части Риддер-Сокольного месторождений и может рассматриваться в качестве критериев поисков рудных концентраций в деформационно-метаморфических структурах земной коры.

Формирование рудных тел с высокой концентрацией рудных элементов в зонах региональных сдвигов обусловлено перераспределением рудного вещества *in situ* механизмами сдвигового течения. Привнос рудного вещества эндогенным флюидом, а также тепловая и химическая энергия внешних источников дополнительно обогащают рудообразующие системы этих зон.

Время основных динамометаморфических событий, приведших к формированию рудных тел Тишинского месторождения, в той морфологии, которая наблюдается в настоящее время, соответствует интервалам 294—301 и 279—288 млн лет (раннепермская эпоха), а для линзовидных рудных тел верхнего уровня Риддер-Сокольного месторождения установлено время формирования порядка 307 млн лет (позднекаменноугольная эпоха).

Работа выполнена при поддержке базового проекта НИР ИГМ СО РАН и РФФИ (грант 14-05-00117).

ЛИТЕРАТУРА

Авдонин В.В. О роли динамотермального метаморфизма на Тишинском колчеданно-полиметаллическом месторождении // Докл. АН СССР, 1974, т. 219, № 6, с. 1430—1432.

Буслов М.М. Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (1), с. 66—90.

Викентьев И.В. Метаморфогенные структуры Тишинского месторождения (Рудный Алтай) // Геология рудных месторождений, 1987, т. 29, № 1, с. 66—76.

Викентьев И.В. Тектонофизический анализ колчеданных месторождений Северо-Восточной зоны смятия на Алтае // Изв. вузов. Геология и разведка, 1994, № 4, с. 83—91.

Викентьев И.В. Условия формирования и метаморфизм колчеданных руд. М., Научный мир, 2004, 339 с.

Викентьев И.В., Карманов В.П. Два структурно-геохимических типа полиметаллических месторождений в Лениногорском рудном районе // Изв. вузов. Геология и разведка, 1989, № 8, с. 48—57.

Гаськов И.В. Колчеданно-полиметаллическое и полиметаллическое оруденение Олоkitской структурно-металлогенической зоны и его геохимические особенности: Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 1982, 16 с.

Геология и металлогения Юго-Западного Алтая (в пределах территории Казахстана и Китая) / Беспаяв Х.А., Полянский Н.В., Ганженко Г.Д., Дьячков Б.А., Евтушенко О.П., Ли Тянь Дэ. Алматы, Гылым, 1997, 228 с.

- Делицин И.С.** Структурообразование кварцевых пород. М., Наука, 1985, 191 с.
- Дергачев А.Л., Пак Т.М., Еремин Н.И.** О природе рудовмещающих купольных структур на Риддер-Сокольном месторождении на Рудном Алтае // ДАН, 1994, т. 334, № 4, с. 476—480.
- Дистанов Э.Г., Ковалев К.Р.** О метаморфизме руд полиметаллических месторождений Северо-Восточного Салаира // Геология и геофизика, 1964 (3), с. 21—36.
- Дистанов Э.Г., Гаськов И.В.** Эволюция процессов рудообразования и закономерности размещения полиметаллических месторождений северо-западной части Рудного Алтая // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (11), с. 1655—1667.
- Дистанов Э.Г., Ковалев К.Р., Тарасова Р.С., Кочеткова К.В., Пономарев В.Г., Бусленко А.И., Гаськов И.В.** Холоднинское колчеданно-полиметаллическое месторождение в докембрии Прибайкалья / Ред. В.А. Кузнецов. Новосибирск, Наука, 1982, 208 с.
- Добрецов Н.Л., Габов Н.Ф., Волкова Н.И., Картавченко В.Г.** Особенности метаморфизма толщ района Холоднинского месторождения (Северное Прибайкалье) и некоторые критерии их рудоносности // Петрология и минералогия метаморфических формаций Сибири. Новосибирск, Наука, 1981, с. 56—69. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 474).
- Дурнев Г.С.** Структурные особенности Тишинского месторождения // Проблемы генезиса колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Алма-Ата, Наука, 1977, с. 195—200.
- Егоров Д.Г.** Преобразование и перенос вещества в сдвиговых зонах земной коры: приложение концепции к обоснованию генезиса полосчатой железорудной формации Кольского полуострова // Вестн. МГТУ, 2002, т. 5, № 1, с. 141—152.
- Еникилопян Н.С., Мхитарян А.А., Карагезян А.С.** Сверхбыстрые реакции разложения в твердых телах под давлением // Докл. АН СССР, 1986, т. 288, № 3, с. 657—660.
- Жмодик С.М., Верховцева Н.В., Нестеренко В.Ф., Чиков Б.М., Жмодик А.С., Немировская Н.А., Айриянц Е.В., Мороз Т.Н.** Экспериментальное исследование перераспределения золота в процессе ударно-волновой нагрузки пирит-кварцевой смеси (с использованием радионуклеида ¹⁹⁵Au) // Геохимия, 2004, № 12, с. 1285—1300.
- Зиновьев С.В.** Стресс-метаморфические комплексы Бухтарминского звена Иртышской зоны смятия. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 1992, 130 с.
- Зиновьев С.В., Чиков Б.М.** Геолого-структурная модель Кедровско-Бутачихинской деформационно-метаморфической зоны (Рудный Алтай) // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (7), с. 1018—1026.
- Зиновьев С.В., Травин А.В.** К проблеме динамометаморфических преобразований пород и руд верхней части Риддер-Сокольного месторождения (Рудный Алтай) // ДАН, 2012, т. 444, № 5, с. 539—544.
- Зиновьев С.В., Травин А.В., Чиков Б.М.** К проблеме возраста рудных масс Тишинского месторождения (Рудный Алтай) // ДАН, 2009, т. 428, № 3, с. 358—363.
- Каныгин А.В., Лапухов А.С., Лапин Б.Н.** О преобразовании зерен самородного золота в условиях стресс-метаморфизма // Структура линеаментных зон стресс-метаморфизма. Новосибирск, Наука, 1990, с. 197—203.
- Кейльман Г.А., Золоев К.К.** Изучение метаморфических комплексов. М., Недра, 1989, 207 с.
- Козлов М.С., Услугин М.О.** Принципы и результаты картирования Иртышской зоны смятия // Сдвиговый метаморфизм и рудоконтролирующие парагенезы. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 1990, с. 165—172.
- Корольков А.Т.** Геодинамика золоторудных районов юга Восточной Сибири. Иркутск, Изд-во Иркут. ун-та, 2007, 251 с.
- Летников Ф.А., Савельева В.Б., Балышев С.О.** Петрология, геохимия и флюидный режим тектонитов. Новосибирск, Наука, 1986, 222 с.
- Лобанов К.В., Гаськов И.В.** Медно-колчеданное Карчигинское месторождение в высокометаморфизованных породах Курчумского блока: геологическое строение, особенности образования и метаморфизма (Рудный Алтай) // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (1), с. 101—119.
- Маньков Б.В.** Морфология рудных тел и распределение оруденения на Тишинском месторождении // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1964, № 1, с. 29—45.
- Металлогения Казахстана.** Рудные формации. Месторождения руд свинца и цинка / Ред. А.К. Каюпов. Алма-Ата, Наука КазССР, 1978, 266 с.
- Мохов В.А., Викентьев И.В.** Динамометаморфизм колчеданно-полиметаллических месторождений Лениногорского района (Рудный Алтай) // Изв. вузов. Геология и разведка, 1988, № 12, с. 53—61.
- Нехорошев В.П.** Геологический очерк Рудного Алтая // Изв. Глав. геол.-разв. упр., 1930, т. XLIX, № 5, с. 513—540.

- Паталаха Г.Б.** Дислокационный метаморфизм руд стратиформных полиметаллических месторождений Казахстана // Геология и полезные ископаемые Мирового океана, 2006, № 4, с. 105—111.
- Покровская И.В.** Металлогения и условия образования полиметаллических месторождений. Лениногорский район Рудного Алтая. Алма-Ата, Наука, 1982, 156 с.
- Покровская И.В., Дюсембаева К.Ш.** Новые данные о генезисе и возрасте руд Тишинского месторождения // Геология рудных месторождений, 1986, т. 28, № 3, с. 47—60.
- Пономарчук В.А., Зиновьев С.В., Травин А.В., Чиков Б.М.** Поведение аргона при стресс-метаморфизме калбинских гранитов (Иртышская зона смятия) // ДАН, 1994, т. 337, № 4, с. 507—510.
- Попов В.В.** Вулканизм, тектоника и полиметаллическое оруденение Лениногорского рудного района. Алма-Ата, Изд-во КазИМС, 1968, 173 с.
- Попов В.В.** Геологические условия локализации крупных полиметаллических месторождений Рудного Алтая // Геология рудных месторождений, 1995, т. 37, № 5, с. 371—389.
- Поспелов Г.Л.** Парадоксы, геолого-физическая сущность и механизмы метасоматоза. Новосибирск, Наука, 1973, 373 с.
- Руденко Б.М., Олейник Ю.Ф., Мохов В.А.** Геолого-структурные условия проявления полиметаллического оруденения в Лениногорском районе Рудного Алтая // Советская геология, 1985, № 8, с. 31—38.
- Рудообразующие системы** колчеданно-полиметаллических месторождений зон смятия (Рудный Алтай) / Лапухов А.С., Прокопенко А.И., Иванов Н.Б., Трубников Л.М. Новосибирск, Наука, 1986, 191 с.
- Сандомирский С.А., Старостин В.И.** Рудоносные структуры Риддер-Сокольного полиметаллического месторождения (Рудный Алтай) // Геология рудных месторождений, 1975, № 2, с. 3—15.
- Старостин В.И., Яковлев Г.Ф., Авдонин В.В., Гончарова Т.Я., Зубков В.А., Маньков Б.В., Олейник Ю.Ф.** Тектоновулканические структуры на Тишинском рудном поле // Сов. геология, 1973, № 7, с. 43—56.
- Татаринов А.В., Ялович Л.И.** Динамометаморфизм — главный фактор формирования коллизионных месторождений золота // Золоторудные месторождения востока России. Магадан, СВНЦ ДВО РАН, 2006, с. 32—49.
- Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров В.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б.** Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия, 2009, т. 47, № 11, с. 1181—1199.
- Услугин М.О.** Структурная зональность района Иртышского колчеданно-полиметаллического месторождения (Рудный Алтай) // Геология и геофизика, 1985 (2), с. 71—77.
- Фридовский В.Ю.** Золотоносные структуры Верхояно-Черского коллизионного орогена // Изв. вузов. Геология и разведка, 1998, № 3, с. 52—62.
- Чекваидзе В.Б., Исакович И.З.** Условия формирования послемагматической минерализации Тишинского месторождения // Сов. геология, 1971, № 6, с. 106—123.
- Чепрасов Б.Л., Покровская И.В., Ковриго О.А.** О полигенном характере оруденения Риддер-Сокольного месторождения // Геология рудных месторождений, 1972, т. 28, № 3, с. 30—45.
- Чередниченко А.И.** Тектонофизические условия минеральных преобразований в твердых горных породах. Киев, Наук. думка, 1964, 184 с.
- Чиков Б.М., Зиновьев С.В.** Послегерцинские коллизионные структуры Западного Алтая // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (11), с. 61—70.
- Чиков Б.М., Каргаполов С.А., Ушаков Г.Д.** Экспериментальное стресс-преобразование пироксенита // Геология и геофизика, 1989 (6), с. 75—80.
- Чиков Б.М., Пятин С.А., Соловьев А.Н.** Импульсное компактирование гранитного катаклазита. Новосибирск, 1991, 9 с. (Препринт/ОИГГМ СО РАН; № 4).
- Чиков Б.М., Зиновьев С.В., Деев Е.В.** Мезозойско-кайнозойские коллизионные структуры Большого Алтая // Геология и геофизика, 2008а, т. 49 (5), с. 426—438.
- Чиков Б.М., Зиновьев С.В., Мамин В.И., Олейник Ю.Ф.** О деформационно-метаморфической природе зон смятия (на примере Кедровско-Бутачихинской структуры, Рудный Алтай) // Геология и охрана недр, 2008б, т. 28, № 3, с. 25—33.
- Щерба Г.Н.** Колчеданно-полиметаллические месторождения Рудного Алтая // Колчеданные месторождения СССР. М., Наука, 1983, 223 с.
- Яковлев Г.Ф., Авдонин В.В., Сакия Д.Р.** Закономерности размещения полиметаллических месторождений центральной части Рудного Алтая // Изв. вузов. Геология и разведка, 1985, № 7, с. 43—53.

Chikov B.M., Ponomachuk V.A., Zinoviev S.V., Lapin B.N., Titov A.T., Travin A.V., Palessky S.V. Stress-metamorphism and isotopic age of shear zone granitoid tectonites of Irtysh shear zone (Altai region) // *Geotectonika et Metallogenia*, 2002, v. 26, № 1—2, p. 36—51.

Chikov B.M., Zinoviev S.V., Deyev E.V. Post-Late Paleozoic collisional framework of Southern Great Altai // *Acta Geol. Sin. (English Edition)*, 2012, v. 86, № 5, p. 1093—1104.

Glorie S., De Grave J., Delvaux D., Buslov M.M., Zhimulev F.I., Vanhaecke F., Elburg M.A., Van den Haute P. Tectonic history of the Irtysh shear zone (NE Kazakhstan): New constraints from zircon U/Pb dating, apatite fission track dating and palaeostress analysis // *J. Asian Earth Sci.*, 2012, v. 45, p. 138—149.

*Рекомендована к печати 28 августа 2015 г.
В.В. Ревердатто*

*Поступила в редакцию 9 августа 2013 г.,
после доработки — 9 июля 2015 г.*