

УДК 553.412.4:553.27

МНОГОМЕТАЛЬНОЕ (Ag, Pb, U, Cu, Bi, Zn, F) АДРАСМАН-КАНИМАНСУРСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ (ТАДЖИКИСТАН) И ЕГО РУДООБРАЗУЮЩАЯ СИСТЕМА, I: ГЕОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, СТРУКТУРНЫЕ УСЛОВИЯ РУДООТЛОЖЕНИЯ

© 2000 г. Ю. Г. Сафонов*, Н. С. Бортников*, Т. М. Злобина*, В. Ф. Чернышев*,
А. Б. Дзайнуков**, В. Ю. Прокофьев*

* Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН
109017, Москва, Ж-17, Старомонетный пер., 35

** Геологический комитет Северной Осетии
362008, Владикавказ, Алания, просп. Коста, 82

Поступила в редакцию 08.10.99 г.

В статье рассматриваются основные черты геологии, минералогии, геодинамических условий формирования месторождений одного из наиболее значительных рудных полей Среднего Тянь-Шаня – Адрасман-Канимансурского, характеризующегося многометальной рудной минерализацией (Ag, Pb, U, Cu, Bi, Zn, F) при ведущей роли серебряного, свинцового и уранового оруденения. Во второй статье проанализированы физико-химические, термобарометрические и геохимические особенности рудообразования, предложена модель гидротермальной рудообразующей системы, имевший глубинное заложение и сложную историю развития. Показано, что рудообразование происходило в результате вскипания глубинных флюидов при смешении их с метеорными водами и осуществлялось в температурном интервале 120–270°C при pH растворов 5 ± 1 , активности серы и кислорода, соответствующих гематит-магнетит-пиритовой тройной точке. Стадийное развитие минерализации, определившее разнообразие минеральных типов руд, объясняется высокой сейсмоструктурной активностью структурно-динамической системы с периодическим вскрытием глубинных флюидо-сборников (коллекторов) – мест накопления, эволюции, дифференциации рудоносных флюидов. Предполагается ярусное размещение таких флюидо-сборников, зависящее от особенностей строения и развития флюидно-магматической системы.

ВВЕДЕНИЕ

Адрасман-Канимансурская рудная провинция, расположенная в известном Карамазарском рудном районе Кураминских гор, примечательна тем, что здесь на сравнительно небольшой площади (15 км²) локализованы серебро-полиметаллические, медно-висмутовые и флюоритовые руды крупного месторождения Большой Канимансур, а также средне-мелкие урановые, медь-висмутсодержащие месторождения Адрасман и Конторская Зона, серебро-полиметаллические, медь-висмутсодержащие месторождения – Чукур-Джилга, Тарыэкан, Замбарак и медное с висмутом месторождение Каптархона. Добыча серебряных руд на месторождении Восточный Канимансур проводилась еще в VIII–IX веках н. э. и была весьма интенсивной. В то время здесь располагался древний рудник Кухисим, на котором было добыто более 150 тыс. т серебряной руды. Заново Канимансурское месторождение было открыто в 30-е годы нашего столетия во время работы Таджикско-Памирской экспедиции Академии наук СССР, возглавляемой Б.Н. Наследовым. Изучение геологии здесь активно проводили, на-

чина с 40-х гг., А.В. Королев, Ф.И. Вольфсон, Г.Д. Ажгирей, несколько позже – И.П. Кушнарв, Л. И. Лукин (1986), Е.М. Некрасов, Ю.С. Шихин, Е.Г. Краснов, В.Н. Байков и многие др.

Результаты многих исследований опубликованы, однако в них нет полного анализа условий образования комплексной многометальной рудной минерализации – Ag, Pb, U, Bi, Cu, Zn, F (рудные элементы перечислены в порядке уменьшения их промышленной значимости). Проблема генезиса месторождений рудного поля стала особенно актуальной после оценки масштабов оруденения месторождения Большой Канимансур как крупного (около 30 тыс. т Ag) и публикации данных по урановым месторождениям, относящимся к числу первенцев советской урановой отрасли.

Сочетание крупных скоплений серебро-полиметаллических руд, содержащих висмутовую и урановую минерализацию, с обособленными проявлениями серебро-свинцово-цинковых, урановых, медно-висмутовых и медных руд, связанных с одной верхнегерцинской эпохой металлогенического развития Кураминской рудной области, позволяет предположить функционирование слож-

ной, но единой гидротермальной рудообразующей системы. Реконструкция эволюции этой системы, выявление основных этапов и особенностей ее развития стали основной задачей авторского коллектива. С этой целью нами были проведены исследования структур рудных полей и месторождений, возрастных соотношений минеральных агрегатов разного состава, условий залегания и минерального состава жил, прожилков, особенностей химического состава минералов, флюидных включений и соотношения стабильных изотопов серы и кислорода в минералах, моделирование динамики развития структуры месторождений, физико-химические расчеты устойчивости главных минеральных ассоциаций. Авторами также проанализирован огромный фактический материал, накопленный за многие годы изучения рудного поля другими исследователями.

ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ РУДНОГО ПОЛЯ

Адрасман-Канимансурское рудное поле располагается в центральной части Кураминской рудной области (фиг. 1), входящей в протяженный Бельтау-Кураминский (или Кызылкум-Кураминский) металлогенический пояс. В крайней западной части этого пояса размещаются известные месторождения Мурунтаусского золоторудного района, в крайней восточной – Кайрагач-Кочбулакское золоторудное поле и урановые месторождения (Майликотан, Катта-Сай и др., последние на южном склоне Чаткальского хребта). Золотое, урановое и полиметаллическое оруденение в пределах пояса формировалось в позднегерцинскую металлогеническую эпоху, в завершение верхнекарбонového–раннепермского орогенеза, неодинаково проявившегося в различных частях региона.

Кураминская область характеризуется сложными тектоно-магматическими процессами герцинского цикла. В верхнем карбоне она представляла собой активную континентальную окраину (Далимов и др., 1993). Важное значение в этом развитии имел Ферганский (Северо-Ферганский) глубинный разлом и крупные тектонические нарушения глубинного заложения в пределах континента. Ими определялось блоковое развитие территории, с четкими различиями ее западной, центральной и восточной частей.

Общая мощность земной коры Кураминской области оценивается, по геофизическим данным, в 42–47 км. Здесь выделяются три основных структурных этажа: кристаллическое основание, залегающее, очевидно, на глубинах более 10 км, геосинклинально-орогенный, включающий образования силура–нижней перми и платформенный мезокайнозойский (Вольфсон, Лукин, 1996; Шихин, 1992). В допалеозойском основании пред-

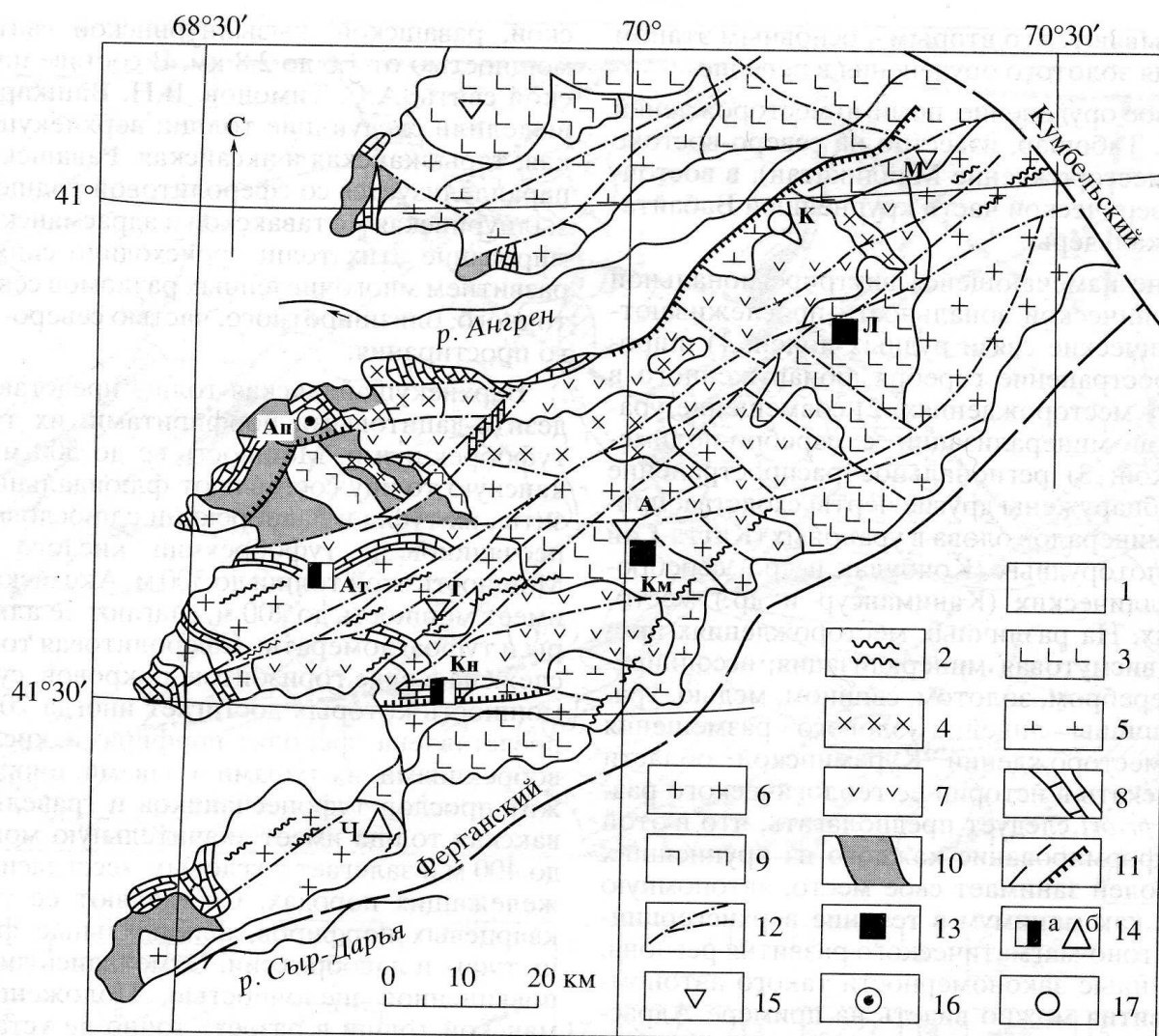
полагается присутствие офиолитовой формации. В ксенолитах установлены амфиболитовые сланцы, базальты, кварциты, гнейсы. Спилит-кератофировые породы отмечаются в песчано-сланцевом комплексе ордовика–силура.

Однако основную массу более поздних, многократно изливавшихся эффузивов составляют породы андезит-риолитового ряда. В стратиграфической последовательности образования эффузивов (основы стратификации были заложены Н.П. Васильковским, 1952) выделяются следующие толщи: катрангинская и калканатинская (D_1), минбулакская (C_2), акчинская и надакская (C_2-C_3), оясайская и кызылнуринская (C_3-P_1). Ранние свиты представлены в основном в восточной части региона, средние – в западной, поздние – в центральной. Поздний вулканизм проявлен наиболее интенсивно и дифференцировано в вулcano-тектонических структурах – кальдерах, мульдах, прогибах, различающихся по своему строению и спектру вулканизов. В некоторых из них выделены в разрезах надоясайские предкызылнуринские толщи: шурабсайская, равашская, образованные, судя по последним данным, в тот же временной интервал, что и оясайская, кызылнуринская свиты.

Интенсивные проявления кислого вулканизма и интрузивного магматизма в позднюю стадию герцинского орогенеза – одно из двух наиболее значительных событий в истории магматизма региона, непосредственно связанное с его металлогенией. Другое событие – формирование так называемых карамазарских гранитоидов (C_2) в виде крупных массивов, относящихся в большинстве случаев к лаполитам, реже к этмолитам. Карамазарские гранитоиды вместе с андезит-дацитово-акчинской свитой представляют наиболее распространенный в Кураминской области вулcano-плутонический комплекс пород, Карамазарские гранитоиды, как отмечает Ю.С. Шихин (1991), составляют около 60% объема герцинского структурного комплекса. Они имели важнейшее значение в размещении оруденения. Помимо карамазарского, выделяются не менее четырех комплексов ассоциированных интрузивных и эффузивных пород, малых интрузий и комплекс даек, завершающих магматическое развитие области.

Рудообразующие процессы развивались уже до внедрения даек, но в основном после завершения магматической деятельности. К додайковым относится раннее золото-кварцевое (месторождение Школьное, Апрелевское и др.) и скарново-магнетитовое (Чокадам-Булак) оруденение.

Главные рудные поля региона формировались в пределах ареалов развития малых интрузивных тел и даек позднего комплекса и характеризуются четко выраженной металлогенической специализацией. В Алмалыкском рудном поле сконцентрированы крупные запасы меди, молибдена, зо-



Фиг. 1. Схематическая геологическая карта Кураминской рудной области, составленная с использованием материалов В.Н. Левина, А.Е. Толкунова и др.

1 - четвертичные отложения; 2 - дайковые пояса (диабазовые порфиры, фельзит-порфиры и др.); 3 - площади преимущественного распространения верхнекарбонového-нижнепермского вулканоплутонического комплекса; 4 - верхнекарбонové гранит-порфиры; 5 - средне-верхнекарбонové андезит-дациты, кварцевые порфиры, их туфы; 6 - гранодиориты, граниты, диориты каразарского типа; 7 - вулканы среднего карбонového возраста; 8 - верхнедевонские-нижнекарбонové карбонатные породы; 9 - гранодиорит-порфиры; 10 - сланцы, роговики, спилиты; 11 - глубинные разломы (а) и надвиги (б); 12 - региональные разломы; 13-17 - месторождения: 13 - гидротермальные свинца, цинка, серебра, флюорита (Км - Большой Канмансур, Л - Лашкерек); 14 - гидротермальные (а) полиметаллические (Ат - Алтын-Топкан, Кн - Кансай) и скарновые (б) вольфрама, молибдена (Ч - Чорух-Дайрон); 15 - гидротермальные урана (А - Адрасман, Т - Табошар, М - Майликаган); 16 - гидротермальные меди, молибдена, золота (Ал - Алмалык); 17 - золота (К - Кочбулак).

лота, Алтын-Топканское рудное поле отличается мощным развитием скарново-полиметаллического оруденения. Кансайское рудное поле значительно уступает Алтын-Топканскому по масштабам концентрации скарново-полиметаллических руд, но отличается от него преобладанием богатых свинцовых руд. Для Алтын-Топкана и Кансай характерна малая значимость медной минерализации в скарново-полиметаллических рудах. Табошар-Канджольское рудное поле характеризуется пространственным совмещением уранового (Табошар), золото-серебряного (Школьное) и серебро-полиметаллического жильного (Канджол) оруденения. В Чорух-Дайронском рудном

поле развиты скарново-шеелитовые и молибденовые руды. Сходно с Адрасман-Канмансурским по профилирующему серебро-полиметаллическому оруденению, но отличается значительно меньшими масштабами Лашкерекское рудное поле. Кочбулакское рудное поле включает собственно Кочбулакское месторождение, золото-барит-кварцевые руды месторождения Кайрагач и другие рудопроявления и отличается крупными концентрациями золота, богатыми рудами. Эти типично эпитеермальные золоторудные образования, как и золотоносные медно-порфировые месторождения Алмалыкского рудного

поля, связываются со вторым – основным этапом проявления золотого оруденения в регионе.

Урановое оруденение, помимо месторождений Адрасман, Табошар, известно на северо-востоке региона (месторождение Майликатан), в восточной периферической части крупнейшей Бабайтаудорской кальдеры.

На фоне намечающейся внутрирегиональной металлогенической зональности прослеживаются геохимические связи рудных полей: 1) широкое распространение серебра, обнаруженного в различных месторождениях; 2) совмещение урановорудной минерализации с серебро-полиметаллической; 3) региональное распространение золота. Обнаружены другие черты сходства: присутствие минералов олова в урановых (Катта-Сай и др.), золоторудных (Кочбулак и др.), серебро-полиметаллических (Канимансур и др.) месторождениях. На различных месторождениях проявляется висмутовая минерализация, ассоциирующая с серебром, золотом, свинцом, медью, ураном. Причины линейно-узлового размещения рудных месторождений Кураминской области следует искать в истории ее геологического развития. *A. priori* следует предполагать, что в этой истории формирование каждого из крупнейших рудных полей занимает свое место, автономную позицию, как минимум в течение верхнегерцинского тектоно-магматического развития региона. Определенные закономерности такого автономного развития можно видеть на примере Адрасман-Канимансурского рудного поля.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РУДНОГО ПОЛЯ

Адрасман-Канимансурское рудное поле приурочено к северо-восточной части Адрасманской (Тавакской) мульды, выделяющейся как ареал интенсивного развития верхнепалеозойских вулканитов эффузивной и субвулканической фаций (фиг. 2). С севера мульда ограничена Баштавакским глубинным разломом, с юга – примыкает к Бирюзовому разлому. На северо-востоке она ограничивается блоком Карамазарских гранитоидов. С запада мульда оконтуривается по границе распространения верхнекарбонových–нижнепермских кислых вулканитов.

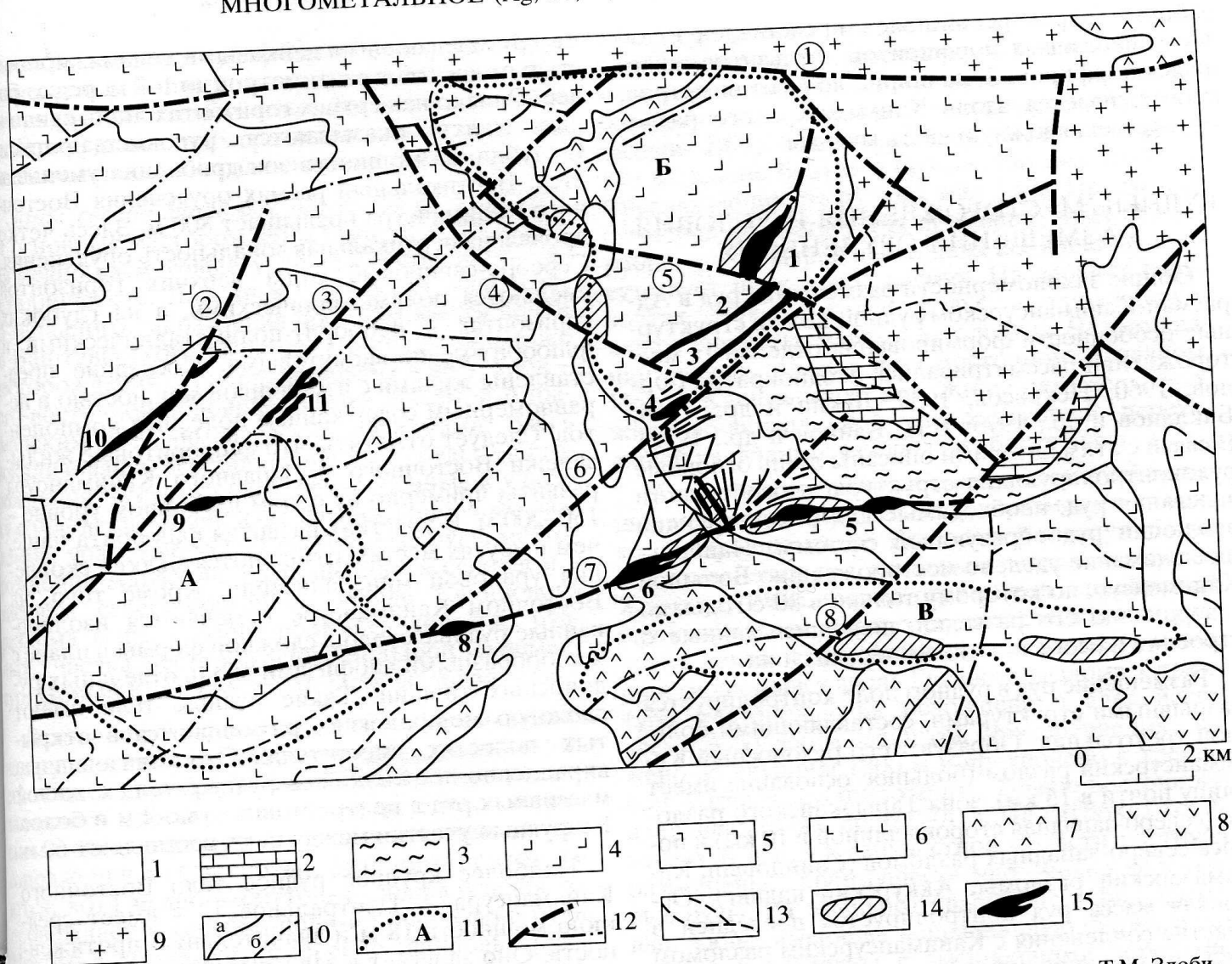
Крайне сложное внутреннее строение мульды определяется развитием разрывных нарушений трех систем: субширотной, северо-восточной и северо-западной, а также малых субвулканических тел и даек. Крупными разломами раннего заложения мульда разбита на ряд тектонических блоков, наиболее значительные из которых отображены на схеме (фиг. 2).

Мульда выполнена верхнекарбонowymi–нижнепермскими эффузивами оясайской, шурабсай-

ской, равакской, кызылнуринской свит общей мощностью от 1.5 до 2.8 км. В составе шурабсайской свиты А.С. Тимонов, В.Н. Вашкарин и др. выделили следующие толщи: верхнекушайнакская, тарыэканская и аксайская. Равакская свита параллелизуется со сферолитовой толщей, а кызылнуринская – с тавакской и адрасманской. Формирование этих толщ происходило синхронно с развитием многочисленных разломов северо-восточного, близширотного, частью северо-западного простирания.

Верхнекушайнакская толща представлена андезито-дацитовыми порфиритами, их туфами и туфобрекчиями. Мощность ее до 500 м. Тарыэканскую толщу составляют флюидальные фельзиты, их туфы и лавобрекчии с прослоями туфопесчаников и туфобрекчий кислого состава. Мощность этой толщи до 300 м. Аксайская толща имеет мощность до 200 м, слагают ее альбитофиры и туфоагломераты. Сферолитовая толща прослежена в виде горизонтов, покровов, суммарная мощность которых достигает иногда 200 м. Она представлена сферолит-порфирами, кислыми лавобрекчиями, их туфами и лавами, иногда содержит прослой туфопесчаников и гравелитов. Тавакская толща имеет значительную мощность – до 400 м и залегает с угловым несогласием на нижележащих породах. Составляют ее туфолавы кварцевых порфиров, флюидальные фельзиты, их туфы и лавобрекчии. Отмечались липариты с повышенной щелочностью. Положение адрасманской толщи в разрезе точно не установлено. Породы этой толщи – конгломераты, песчаники, глины, чередующиеся с туфо- и лавобрекчиями кварцевых порфиров, – распространены лишь на севере и граничат с другими толщами преимущественно по разломам. По данным В.С. Тимонова, В.Н. Вашкарина, В.Н. Глазунова, эта толща относится к поздним образованиям кызылнуринской свиты, залегающим несогласно на породах тавакской толщи. Мощность пород адрасманской толщи до 200 м. Некоторые исследователи выделяют в качестве самостоятельной сатгарскую толщу осадочных пород: глины, песчаники, конгломераты с прослоями известняков, залегающие висячем крыле альпийского надвига, прослеженного в центральной части месторождения Канимансур. Здесь размещены и более молодые (верхнемеловые–палеогеновые) отложения – пески, глины, песчаники, известняки, мергели платформенного этажа, общей мощностью около 200 м.

Высокая тектоническая активность района, начиная с момента заложения мульды (C_2 – C_1 , по Т.Н. Далимову – D_3 – C_1) на протяжении всего периода ее формирования, включая период рудообразования, а также пострудного альпийского орогенеза, обусловила сложное размещение вулканогенных толщ и мелкоблоковое строение территории. В связи с этим общее строение рудо-



Фиг. 2. Геологическая карта Адрасман-Канимансурского рудного поля, составленная Ю.Г. Сафоновым, Т.М. Злобиной, В.Ф. Чернышевым с использованием материалов А.С. Тимонова, В.Н. Вашкарина (1985).

1–3 – осадочные толщи: 1 – аллювиальные и пролювиально-делювиальные супеси, суглинки с валунами и обломками коренных пород (Q), 2 – известняки, мергели, песчаники, глины (P_1), 3 – пески, глины, песчаники, глины, липарито-дациты и но-осадочные образования: 4 – кызылтуринская свита (P_2kz_2 – конгломераты, песчаники, глины, липарито-дациты и их брекчии; P_2kz_1 – туфолавы кварцевых порфиров, флюидальные фельзиты и их туфы, лавобрекчии), 5 – равашская свита (P_2gv – сферолит-порфиры, кислые лавы, лавобрекчии, туфы), 6 – шурабсайская свита (P_1sg_3 – альбитофиры и их туфоконгломераты; P_1sg_2 – флюидальные фельзиты и их туфы и лавобрекчии; P_1sg_1 – андезит-дацитовые порфи-риты, их туфы и туфобрекчии), 7 – оясайская свита (C_3os_2 – флюидальные фельзиты и сферолит-порфиры, кислые туфы; C_3os_1 – туфопесчаники, сланцы, известняки), 8 – акчинская свита (C_2zak_2 – андезитовые и андезит-дацитовые порфи-риты); 9 – гранитоиды карамазарского типа (C_2); 10 – геологические границы: укрупненных стратиграфических единиц (а) и внутри стратиграфических единиц (б); 11 – границы палеовулканов: А – Аксайский, Б – Адрасманский, В – Кушайнакский; 12 – разломы (цифры в кружках): 1 – Баштавакский, 2 – Замбаракский, 3 – Тарыэканский, 4 – Кара-мазарский, 5 – Свинцовый, 6 – Адрасманский, 7 – Канимансурский, 8 – Кошмулинский; 13 – альпийские надвиги; 14 – не-кмазарский, 15 – рудные месторождения (проекция на горизонтальную плоскость основных рудных тел и зон вне масштаба): 1 – Адрасман (U–Cu–Bi), 2 – Конторская зона (U), 3 – Чукур-Джилга (Pb, Cu, Zn), 4 – Новый Канимансур (Pb, Cu, Zn, Ag), 5 – Восточный Канимансур (Cu–Bi, Ag–Pb–Zn), 6 – Западный Канимансур (Ag–Pb–Zn), 7 – Штокверк Большого Канимансу-ра (Ag–Pb–Zn–Cu), 8 – Каптархона (Cu–Bi), 9 – Аксай (Cu–Bi), 10 – Замбарак (Cu, Pb, Zn), 11 – Тарыэкан (Cu–Bi, Pb, Zn).

вещающей структуры как мульды проседания устанавливается по фрагментам. Залегание верхнепалеозойских эффузивов трактуется рядом исследователей как моноклиальное с падением на север, к Баштавакскому разлому. По данным Ю.С. Шихина и др. (1992), Баштавакский разлом – главная зона излияния эффузивов. Детальное геологическое картирование показывает существо-

вание мелких трещинных каналов извержений и небольших по размерам субвулканических тел, частью отражающих дополнительные центры извержений.

Как особый вид структурных элементов выделяются дайковые пояса, или, точнее, части крупных дайковых поясов регионального масштаба. Наиболее значительный из них на территории

района – Бурочарский пояс – представлен зоной даек диабазовых порфиров, фельзитов, кварцевых порфиров. Зона шириною в сотни метров, прослеживается вдоль Канимансурского разлома, пересекая южную часть мульды.

РУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ И УСЛОВИЯ РАЗМЕЩЕНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ

Общие закономерности размещения руд в Ад-расман-Канимансурском рудном поле и структурные особенности формирования отдельных месторождений рассматривались неоднократно (Орлов, 1960; Некрасов, 1959; Лукин и др., 1968; Бакланов и др., 1975; В.Н. Байков и др., 1982). В связи с этим авторами описаны лишь основные рудоконтролирующие структуры и особенности залегания руд, необходимые для реконструкции эволюции рудообразующей системы. Наибольшее внимание уделено месторождению Большой Канимансур, по которому только в 80-е годы, по завершению его разведки, появились данные о строении и особенностях минерализации.

Размещение руд в рудном поле контролируется разрывными структурами, составляющими большой треугольник. Образуют его рудоносный Канимансурский разлом (большое основание имеет длину почти в 15 км), зона Тарыэканского разлома (северо-западная сторона длиной в 10 км) и полоса северо-западных разломов (Свинцовый, Карамазарский разломы, Аккурский надвиг). Основная масса руд контролируется последней в участке сочленения с Канимансурским разломом в пределах площади 2×3 км.

В зоне Канимансурского разлома, как видно на схеме (фиг. 2), размещаются (с запада на восток): мелкие медные месторождения Алмадон и Каптархана и ранее выделявшиеся как самостоятельные полиметаллические месторождения Западный и Восточный Канимансур, разделенные безрудным интервалом примерно в 1 км.

На месторождении Каптархана жильные рудные тела размещаются в участках сопряжения разрывов, на месторождении Алмадон – в участках сближенных субпараллельных сместителей. В участках локализации полиметаллических месторождений Канимансурский разлом круто падает на юг. Рудные тела Восточного и Западного Канимансура представлены минерализованными зонами дробления, жильными и линзообразными телами массивных руд, зонами прожилково-вкрапленной минерализации. Характерно, что на верхних горизонтах, в кислых вулканитах, рудные тела контролируются, главным образом, сетью ветвящихся продольных тектонических швов, на нижних – зонами дробления приконтактных частей даек и андезитовых порфиров. Следует подчеркнуть насыщенность зоны разло-

ма крутопадающими дайковыми телами, мощностью от десятков сантиметров до 1–2 м, редко более. Однако на верхних горизонтах лишь единичные дайки оказываются рудовмещающими. С глубиной мощность зон дробления уменьшается. Вертикальный размах оруденения Восточного Канимансура превышает 800 м. Здесь четко проявлена вертикальная зональность оруденения. Серебро-свинцовые руды верхних горизонтов сменяются полиметаллическими, а на глубоких горизонтах – флюорит-полиметаллическими и флюорит-медно-висмутовыми. Последние представлены жилами с изменчивой мощностью и неравномерным содержанием полезных компонентов. Следует отметить, что флюоритовые жилы-залежи Восточного и Западного Канимансура развиты примерно на одном глубинном уровне – 150–200 м. В участках развития флюорита чаще, чем в других местах, отмечаются мелкие скопления урановой минерализации. Кроме того, на Восточном Канимансуре отмечаются изолированные рудные столбы сложной формы в плане с жилообразными апофизами вдоль отдельных рудоносных трещин. Такие рудные тела имеют сложную морфологию, размещаются в открытых полостях сместителя. Это линзовидные вкрапленно-прожилковые рудные тела с жилой массивных руд в центре мощностью 2 м и более. Безрудные участки между ними составляют 60 м.

Наиболее крупное рудное тело Восточного Канимансура – “Центральное 1” – имеет среднюю мощность 18 м и значительную протяженность. Оно залегает в зависимости от изгиба рудовмещающего разлома. На участках с крутыми углами падения разлома мощность тела уменьшается. Наибольшие мощности отмечаются в участках относительно менее крутого залегания зоны (до 70°). Падение рудного тела аналогично падению рудовмещающего тектонического шва. Наиболее значительные рудные тела полиметаллических и серебро-свинцовых руд в Западном Канимансуре расположены висячем боку Канимансурского разлома, а в Восточном – в лежащем боку разлома. Протяженность Центрального рудного тела 1300 м, мощность до 40 м. По падению тело прослежено до глубины 250–450 м (Восточный Канимансур). Наиболее крупное тело Западного Канимансура – “Линза 1” – имеет такую же форму, как и описанное рудное тело “Центральное 1”, но размеры его значительно меньше. Глубина размещения руд здесь 50–100 м от современной дневной поверхности. Наибольшая мощность рудного тела в центре 3.5–3.2 м. Вверх и вниз мощность жилы (линзы) уменьшается до 0.8–1.0 м. Интрарудные подвижки по разлому обусловили брекчирование как вмещающих пород, так и руд. Серебро-свинцовые рудные тела, размещающиеся на верхних горизонтах, имеют форму сложных жил, сопровождающихся зонами прожил-

ково-вкрапленной сульфидной минерализации. В вертикальной проекции рудоносной зоны выделяются рудные столбы, имеющие крутое склонение. Эти рудные столбы разделены протяженными участками слабоминерализованных пород.

Зоны северо-западных разломов контролируют основные месторождения рудного поля, включая медно-висмутовые, урановые и серебро-полиметаллические. Линейная рудоносная зона северо-западного направления прослеживается почти до Баштавакского разлома. Промышленные же месторождения сконцентрированы в ее южной – юго-восточной половине, ограничиваемой Адрасманским и Канимансурским разломами. Здесь локализованы серебро-свинцовые руды месторождения Чукур-Джилга, приуроченные к участку сочленения Адрасманского и Свинцового разломов; урановые-медно-висмутовые руды месторождения Адрасман, размещенные в основном висячем северо-восточном крыле Свинцового разлома и два серебро-полиметаллических рудных участка месторождения Большой Канимансур: Новый Канимансур, Меридиональная Зона.

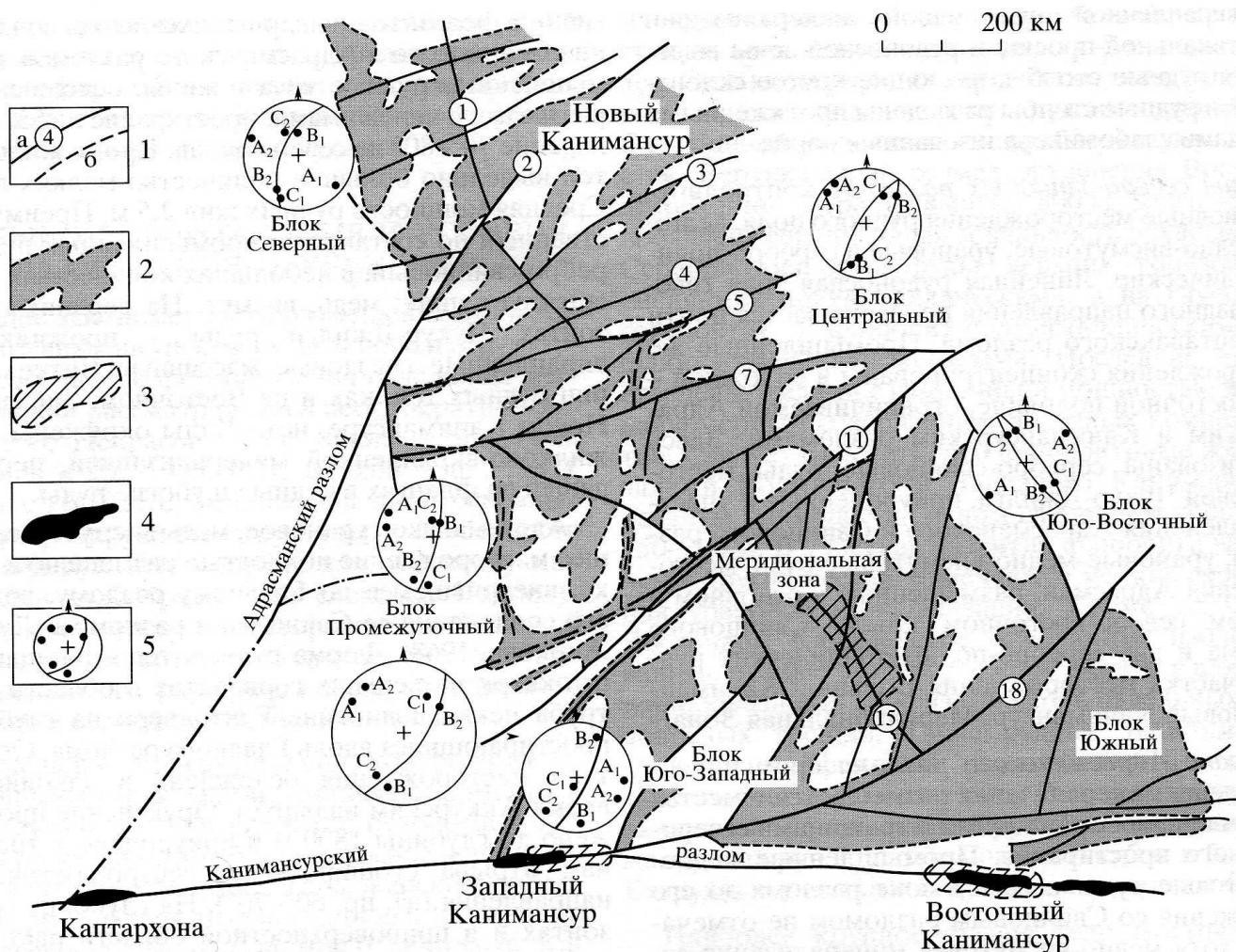
В зоне Адрасманского разлома промышленная рудная минерализация размещается в местах его сочленения с разломами и трещинами северо-западного простирания. Промышленные медно-висмутовые рудные тела в зоне разлома до его сопряжения со Свинцовым разломом не отмечаются, хотя медно-висмутовая минерализация сопровождает и серебро-полиметаллические руды Нового Канимансура, и серебро-свинцовые руды Чукур-Джилги. Руды Нового Канимансура залегают среди переслаивающихся эффузивных пород различного состава (от кушайнакской до адрасманской толщ). Рудные тела распространены в глубинном интервале от 80 до 300 м. Месторождение Чукур-Джилга расположено в однородных туфоловах кварцевых порфиров адрасманской толщи. Рудные тела выходят на дневную поверхность. Слабоминерализованный интервал по зоне Адрасманского разлома между Новым Канимансуром и Чукур-Джилгой имеют длину от 100 до 200 м. С учетом уранового месторождения Адрасман, разлом рудоносен (с перерывами) на протяжении более 6 км.

На Чукур-Джилге основными рудовмещающими структурами являются трещины и зоны дробления восток-северо-восточного простирания, северо-западного падения, заблокированные нарушениями северо-западного простирания (Некрасов, 1980). Очевидно, на формирование структуры месторождения имело влияние сопряжение Адрасманского и Свинцового разломов. Северо-восточнее этого сопряжения полиметаллические руды не прослеживаются, но широко развиты медно-висмутовая и гематитовая минерализации. На месторождении вскрыт крупный шток интрузивных фельзитов, внедрившихся вдоль сочленения Свинцового и Адрасманского разломов.

Промышленные рудные тела – жилы, осложненные раздувами и пережимами, простирание их 55° – 65° , падение 70° – 80° на северо-запад. Кроме жильных тел выделено большое количество мелких линз. Средняя мощность рудных жил 2.5 м. Преимущественный по составу тип промышленных руд серебро-свинцовый, в небольших количествах присутствует цинк, медь, висмут. На верхних горизонтах Чукур-Джилги руды – прожилково-вкрапленные, гнездовые, массивные. Четких границ рудных тел, как и на Восточном, Западном, Новом Канимансуре, нет. Жилы окружены прожилково-вкрапленной минерализацией, переходящей на флангах в бедные и убогие руды.

Адрасманское урановое, медь-висмутосодержащее месторождение полностью размещено в некке, внедрившемся по Главному разлому, вблизи его сочленения со Свинцовым разломом (Лукин, Жаркова, 1968). Форма рудных тел – площадной штокверк на верхних горизонтах в области раструба некке и линейный штокверк на глубине, простирающийся вдоль Главного разлома. Структура месторождения осложнена в альпийское время Аккурским надвигом. Оруденение прослежено до глубины 1800 м и приурочено к трещинам отрыва субширотного, северо-восточного направления (аз. пр. 60° – 70°). На глубоких горизонтах и в приповерхностной области раструба размещены, преимущественно медно-висмутовые руды. Их вмещают кварцевые и флюоритовые жилы, имеющие неправильную форму и извилистые контакты с вмещающими породами. Жилы не выдержаны по простиранию, образуют раздувы и пережимы. Наиболее значимые по размерам тела урановых руд – линзообразные и линейные штокверки – прослежены на средних горизонтах. Эти тела составляют кальцит-уранитовые прожилки небольшой мощности, пересекающие кварцевые жилы. В лежащем боку Свинцового разлома в субпараллельных разлому трещинах выделена Конторская зона. Оруденение здесь представлено кальцит-уран-смолковыми прожилками, размещенными в кварцевых жилах северо-восточного простирания.

Особенность структуры Нового Канимансура состоит в автономном развитии его тектонических блоков (Злобина, 1989, 1991). Являясь частью рудной зоны субмеридионального, северо-западного направления, рудные тела имеют ориентировку, подчиненную нарушениям северо-восточного простирания. Самое крупное тело серебро-полиметаллических руд Нового Канимансура локализуется в одном из швов Адрасманского разлома. Кроме того, рудовмещающими являются субпараллельные шву оперяющие трещины северо-западного и субширотного простираний. Рудовмещающие структуры сопровождаются зонами дробления



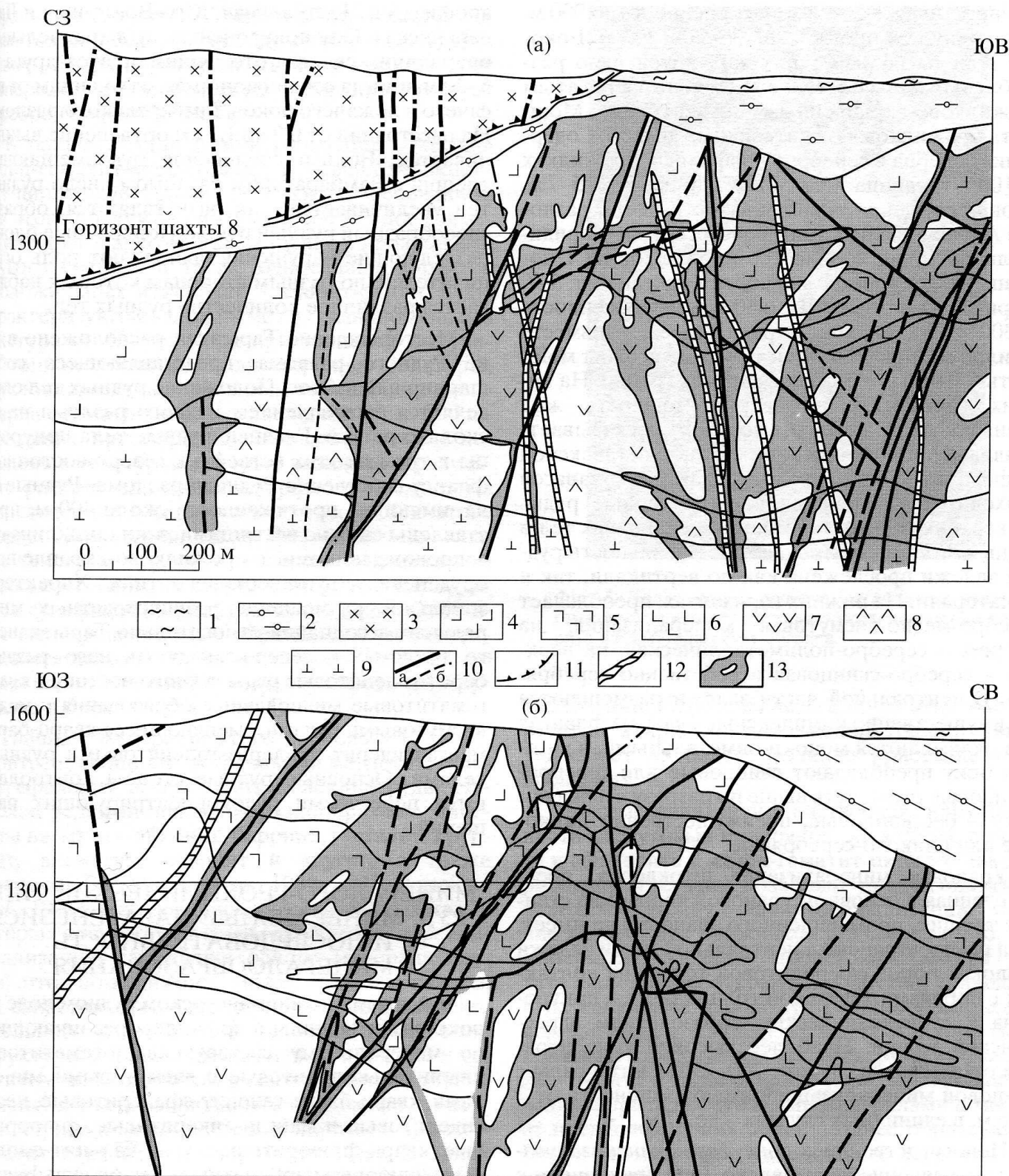
Фиг. 3. Тектоническая схема-план горизонта 1305 м рудного штокверка Большого Канмансура, составленная Т.М. Злобиной, А.Б. Дзайнуковым с использованием материалов Кайраккумской ГРЭ.

1 – разломы и их номера: по разведочным данным (а), по геофизическим данным (б); 2 – вкрапленные руды; 3 – нект вулканический; 4 – массивные руды; 5 – диаграммы максимумов осей синрудных деформаций блоков I порядка и блоков II порядка.

пород. Рудные жильные тела небольшой мощности (5–8 см) размещаются в висячем боку разлома. Руды таких жил массивные. Сопровождают эти жилки многочисленные прожилки, локализованные в мелких трещинах, параллельных основному шву разлома. Мощность прожилков от нитевидных до 1–2 см. Объединяет жилы и прожилки рассеянная вкрапленная минерализация. В целом густая сеть прожилков и вкрапленная минерализация между ними формирует рудный столб с жилой небольшой мощности в центре. Рудный столб простирается на глубокие горизонты месторождения параллельно Адрасманскому разлому, имеет крутопадающие апофизы. По мере удаления от рудного столба расстояние между прожилками резко увеличивается.

Объединяет рудные зоны Восточного, Западного Канмансура, Чукур-Джилги крупный штокверк Меридиональной Зоны, располагающийся вдоль одноименного разлома север-северо-западного простираения от Канмансурского

до Адрасманского разломов. Три ее северных тектонических блока (Северный, Центральный и Промежуточный) относятся к Новому Канмансуру, а три южных (Юго-западный, Юго-восточный и Южный) – к собственно Меридиональной Зоне. В 80-е годы эта группа месторождений была названа Большим Канмансуром. Залегание Меридиональной Зоны скрытое. На горизонтальной проекции общая протяженность штокверка 2 км, в поперечнике – до 800 м, по вертикали – до 400 м. Границы рудной залежи сложные, с крутыми апофизами вверх и вниз. Она вытянута в северо-западном направлении (фиг. 3) со склонением к северо-востоку. Ее сопровождают несколько более мелких тел, приуроченных к тектоническим зонам субмеридионального и северо-западного направления и к оперяющим трещинам. В породах благоприятных по физико-механическим свойствам, обнаружены раздувы и пологопадающие апофизы (фиг. 4). Залегание включает жилы, плито- и линзообразные тела



Фиг. 4. Геологические разрезы рудного штока Большого Канимсура (а – субмеридионального простирания Центрального блока, б – субширотного простирания Юго-западного и Юго-восточного блоков).

1 – четвертичные отложения (пески, глины, песчаники); 2–9 – эффузивно-осадочные образования: 2 – нижнепермские отложения саттарской подсвиты (глины, песчаники, гравелиты, конгломераты с прослоями известняков), 3 – адраманской подсвиты (конгломераты, песчаники, глины, липарито-дациты и их брекчии), 4 – тавакской подсвиты (туфолавы кварцевых порфиров, флюидалльные фельзиты, их туфы, лавобрекчии), 5 – сферолитовой подсвиты (сферолит-порфиры, кислые лавы, лавобрекчии, туфы), 6 – верхнепермские отложения тарызканской подсвиты (флюидалльные фельзиты, их туфы, лавобрекчии), 7 – нижнепермские, верхнекарбоновые кушайнакской подсвиты (андезито-дацитовые порфиры, их туфы, туфобрекчии, сферолит-порфиры, кислые туфы), 8 – кзылтауской подсвиты (туфопесчаники, сланцы, известняки), 9 – нижнекарбоновые алмалысайской подсвиты (липариты); 10 – разломы III–IV порядков (а) и подчиненного порядка (б); 11 – альпийский надвиг; 12 – дайки; 13 – рудные тела.

мощностью до 2–3 м. Их протяженность до 900 м, на глубину они прослежены до 200–300 м. Боковые породы вблизи таких жил интенсивно раздроблены, жилы постепенно сменяются богатым прожилково-вкрапленным оруденением. Мощность прожилков – от нитевидных до 5 см. Содержания серебра в серебро-сульфидных прожилках до 100 г/т, свинца – до 5–10%, цинка – до 5–7%. В зонах сгущения трещиноватости вдоль разломов Адрасманского, Канимансурского и Меридиональной зоны, количество прожилков на 1 погонный метр горной выработки составляет 5–7. Ширина таких зон от 10 до 30 м, а протяженность до 300 м. Прожилково-вкрапленные зоны вместе с жилой в центре образуют рудные столбы мощностью 10–20 м и более без четких границ. На нижних горизонтах штокверка мощность жил уменьшается. На средних горизонтах сказывается влияние высокопроницаемых пород тавакской и сферолитовой толщ – основная масса запасов приходится на прожилково-вкрапленные руды. На верхних горизонтах мощность жильных тел и рудных столбов увеличивается. Зональность рудной залежи прослежена как по вертикали, так и по латерали. На нижних горизонтах, преобладает серебро-медно-висмутовая минерализация, на средних – серебро-полиметаллическая, на верхних – серебро-свинцовая и собственно серебряная. В центральной части залежи размещаются преимущественно комплексные руды, на флангах они окаймляются моно- и биметальными, висячем боку преобладают свинцовые или серебро-свинцовые руды, чуть выше по разрезу в лежащем боку – бессвинцовые, преимущественно цинковые или цинково-серебряные.

Урановая минерализация штокверка, представленная в основном урановой чернью на стенках трещин, промышленного значения не имеет. Она распространена в центральной части залежи в блоках пород сферолитовой толщи на контактах с породами тавакской толщи, реже – приурочена к субвулканическим образованиям адрасманской толщи. Наиболее высокие концентрации отмечены на глубине 200–250 м, интервалы с урановой минерализацией имеют мощность от 2 до 6 м, в единичных случаях – до 17 м.

Непосредственно в зоне Тарызканского разлома оруденение не выявлено. Оно приурочено к сочленению двух локальных разломов (Замбаракского и Рудного) с Тарызканским, где последний испытывает перегиб и расщепляется на две ветви (Некрасов, 1980). Для месторождений Замбарак и Тарызкан характерны достаточно большая протяженность оруденения (до 1.3 км) и вертикальный размах до 400 м, разветвленность рудных тел вверх по восстанию. Месторождение Замбарак составляют три рудные зоны, представляющие собой барит-сфалерит-галенитовые жилы, гнезда и прожилки с многочисленными

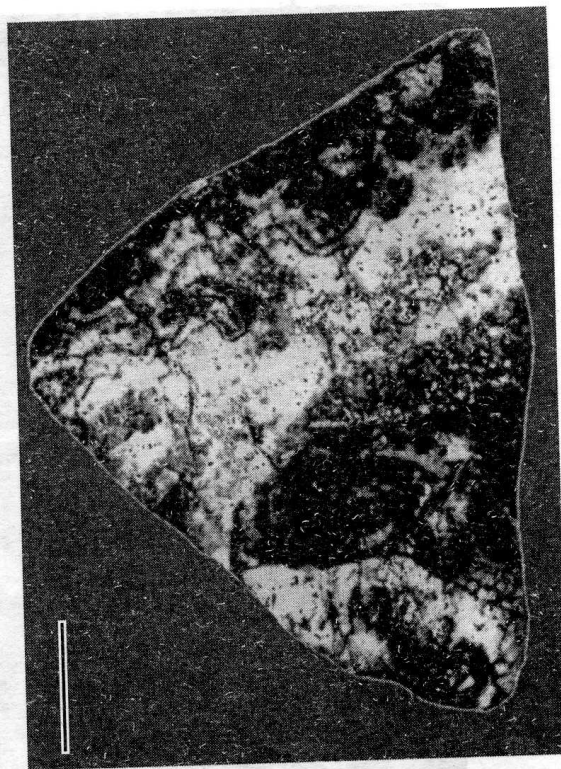
апофизами: Центральная, Юго-Восточная и Давдарьинская. Они приурочены к субпараллельным оперяющим сколам, отстоящим друг от друга на 5–20 м, иногда соединяющимся, отходящим от висячего и лежащего боков Замбаракского разлома. На расстоянии от 0.7 до 1.3 км оруденение выклинивается. Вблизи сочленения рудовмещающих трещин с Замбаракским разломом число рудных тел увеличивается, они разветвляются, образуя своеобразный рудный пучок. Поперечные блоко-разделяющие нарушения выполняют роль ограничителей, по разным сторонам которых наблюдается различное количество рудных тел.

Месторождение Тарызкан расположено в зоне Рудного разлома, представляющего собой шарнирный взброс. Положение рудных тел определяется расщеплением Рудного разлома на несколько ветвей. Главные рудные тела приурочены к трем из этих ветвей и к северо-восточному флангу собственно Рудного разлома. Рудные тела, имеющие протяженность около 400 м, представлены сложно ветвящимися жилами, линзами, сопровождающимися прожилково-вкрапленным оруденением штокверкового типа. Характерно зональное размещение разновозрастных минеральных ассоциаций относительно Тарызканского разлома: к северо-западу от него развиты барит-галенитовые руды, а к юго-востоку – кварц-гематитовые минеральные образования с медно-висмутовыми рудами, смещающиеся кварц-барит-мангансидерит-сфалерит-галенитовыми рудными телами. Основные рудные столбы контролируются перегибами рудоконцентрирующих нарушений.

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ РУД, МИНЕРАЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

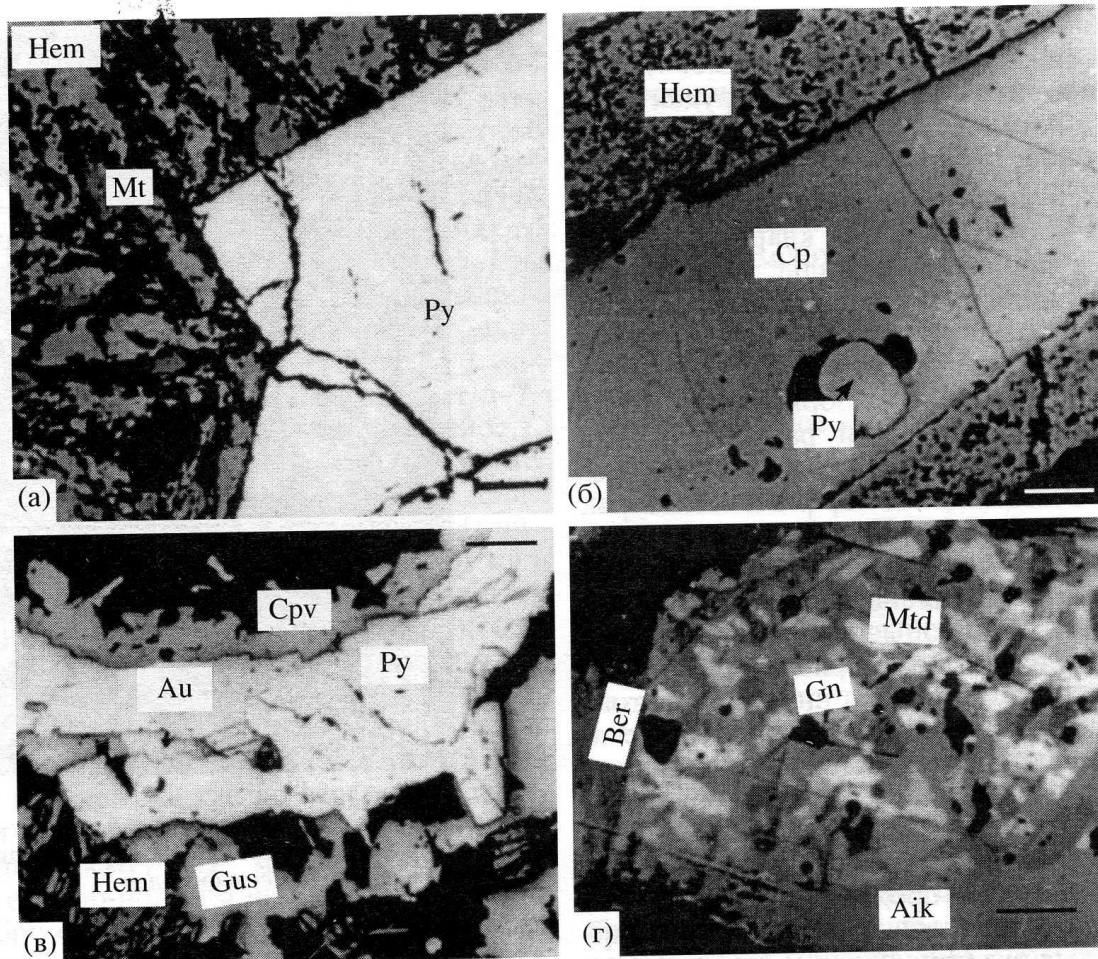
В Адрасман-Канимансурском рудном поле широко развиты жилы и прожилки, различающиеся по минеральному составу: кварц-гематитовые, кварц-халькопиритовые с висмутовыми минералами, кварц-барит-галенит-сфалеритовые, кварц-сидеритовые и манган-анкеритовые, флюоритовые, кварц-флюоритовые, уран-кальцит-смолковые, флюорит-карбонатные. Кварц-сульфидные и кварц-гематитовые прожилки сопровождаются интенсивной хлоритизацией вмещающих вулканитов. В зальбандах кварц-баритовых, кварц-сидеритовых и флюоритовых жил вмещающие породы преимущественно березитизированы. Прожилки уран-смолкового состава развиваются по кальциту. В целом минеральный состав жил и прожилков разнообразен. По преимущественному развитию главных рудообразующих минералов и полезных компонентов на территории рудного поля и месторождений выделяются следующие ми-

Главные минералы этого периода – гематит, пирит, халькопирит; встречаются магнетит, галенит, сфалерит, арсенопирит и блеклые руды. Наиболее редкими являются разнообразные минералы висмута – айкинит, берриит, густавит, круп-канит, висмутин, павонит и другие, а также электрум (Бортников и др., 1985; 1995; Bortnicov *et al.*, 1991). Наблюдались участки рудных тел, в которых отсутствуют следы дробления, перекристаллизации, замещения одного минерала другим, что, по-видимому, может рассматриваться как свидетельство одновременного или последовательного отложения в условиях равновесия. Структурные соотношения между пиритом и гематитом или гематитом и магнетитом различны. В одних случаях наблюдаются включения гематита в пирите в метакристаллах пирита, в других – гематит нарастает на пирит (фиг. 6а). В одних участках очевидно замещение гематита магнетитом, в других – магнетит замещается гематитом. Такие соотношения минералов интерпретированы как результат близкой по времени кристаллизации в условиях, близких к граничным, устойчивости минералов железа. Халькопирит – наиболее поздний минерал: он заполняет интерстиции между зернами пирита и гематита (фиг. 6б). Замещение халькопиритом ранних минералов не происходит. Чередование кварц-гематит-хлоритовых агрегатов и халькопирит-сульфосольных свидетельствует о разрыве во времени их крис-



таллизации. Пересечение кварц-гематитовых агрегатов кварц-пирит-халькопиритовыми также указывает на более позднюю кристаллизацию последних.

Повсеместная пространственная приуроченность висмутовых минералов, электрума, галенита и сфалерита к кварц-гематит-пирит-халькопировым агрегатам позволяет предположить их отложение в одну стадию минерализации. Наличие же секущих прожилков указывает на то, что минералообразование, происходившее в результате выполнения открытых полостей, приводило к их закупорке и новому трещинообразованию под давлением флюида. Развитие микропрожилков висмутовых минералов, электрума и сфалерита в пирите и халькопирите (фиг. 6в), замещение халькопирита висмутовыми минералами позволяет предположить их более позднее образование. Беррит и матильдит-галенитовые агрегаты выполняют интерстиции между пластинками айкинита. Мирмекитоподобные срастания матильдита и галенита (фиг. 6г) указывают на образование висмутовых минералов путем замещения ранее отложенных сульфовисмутитов свинца. Интересно отметить, что сульфиды раннего периода минерализации, особенно пирит, часто представлены идиоморфными зернами. По-видимому, в их образовании существенная роль принадлежала процессам взаимодействия флюида с вмещающими породами — сульфидизация железосодержащих силикатов. Активную роль играют метасо-



Фиг. 6. Структуры срастания минералов кварц-гематит-халькопиритовой стадии.

а – идиоморфные зерна пирита (Py) и гематита (Hem), гематит замещается магнетитом (Mt), б – идиоморфные зерна гематита (Hem) цементируются халькопиритом (Cp), отсутствуют свидетельства замещения одного минерала другим; в – обрастание пирита (Py) висмутовыми сульфосолями, выполнение трещин в пирите агрегатом из самородного золота (Au) и купропавонита (Cpv); г – мirmekитовые срастания матильдита (Mt) и галенита (Gn) между игольчатыми выделениями беррита (Ber) и айкинита (Aik).

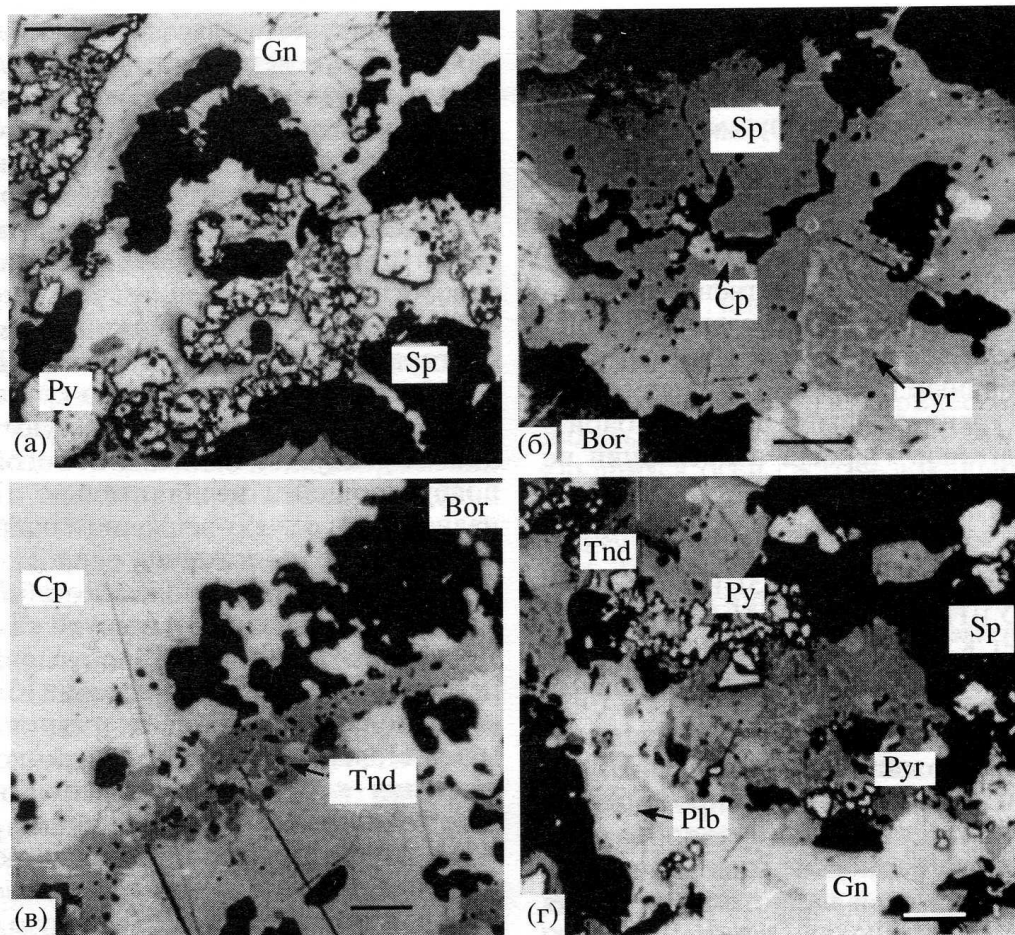
Месторождения: а, б – Канмансур, в, г – Тарыэкан. В отраженном свете, масштабная линия – 0.1 мм (а-в) и 0.01 мм (г), г – николи скрещены в масле.

матические процессы при отложении сульфовисмутитов меди и серебра, электрума и сфалерита. Это позволяет полагать, что поздние парагенетические минеральные ассоциации формировались в результате обменных реакций гидротермальных растворов, закапсулированных в мелких трещинках, полостях, с ранее отложившимися минеральными агрегатами. Образование идиоморфных зерен указывает на их относительно медленную кристаллизацию.

К более поздним образованиям относятся флюорит-сульфидные жилообразные тела, галенит-сфалерит-баритовые жилы и зоны прожилково-вкрапленной минерализации. Минеральный состав прожилков различен: это кварц-сульфидные, барит-сульфидные и флюорит-сульфидные агрегаты. Нередко прожилки разного состава выполняют трещины одной и той же системы, либо постепенно изменяют состав. Это, а также одинаковый тип околорудных изменений – бере-

зитизация – послужили основанием для отнесения их к продуктам одного периода минералообразования.

Наиболее ранний минерал – это пирит, после него отлагались сфалерит, блеклая руда, халькопирит и борнит. Эти минералы (в особенности пирит) слабо катаклазированы, пересекаются и замещаются галенитом (фиг. 7а). Сфалерит отлагался раньше блеклой руды, но интенсивное замещение сфалерита блеклой рудой происходило крайне редко. Блеклая руда замещается галенитом, пересекается галенитовыми прожилками. Встречены также цепочечные выделения и прожилки блеклой руды в галените, указывающие, что часть блеклой руды отложилась до галенита, а часть ее образовалась после галенита. Неоднозначны взаимоотношения блеклой руды и борнита. Наблюдались округлые выделения борнита, сфалерита и блеклой руды без явных признаков замещения одного минерала другим. Од-



Фиг. 7. Структуры срастания минералов серебро-полиметаллической стадии.

а – реликты пирита (Py) и сфалерита (Sp) в галените (Gn); б – галенит-халькопирит (Cp)-борнитовые (Bor) прожилки в сфалерите, мирмекитовые срастания пираргирита (Pyr) с галенитом; в – прожилков блеклой руды (Tnd) рассекает халькопирит-борнитовые агрегаты; г – прожилки галенита и серебряных сульфосолей в сфалерите, мирмекитовые агрегаты пираргирита и полибазита (Plb). В отраженном свете, масштабная линия – 0.1 мм; месторождения: а – Замбарак, б-г – Канмансур.

нако были обнаружены борнит-халькопиритовые прожилки, секущие блеклую руду и сфалерит (фиг. 7б). Интересны также соотношения тетраэдрита, секущего халькопирит-борнитовые агрегаты (фиг. 7в) и сурьмяных сульфосолей серебра с галенитом (фиг. 7г). Тонкие прожилки полибазита в галените указывают на его более позднее отложение. Кроме того, наблюдались своеобразные мирмекитовые структуры срастания галенита и пираргирита, которые возникли в результате замещения галенита пираргиритом (фиг. 7б). Нередко в интерстициях между пиаргиритом и галенитом отлагалось самородное серебро. Таким образом, структурные соотношения минералов свидетельствуют о широком развитии в поздний период рудообразования явлений замещения и разъедания одних сульфидов другими. Это не позволяет отнести их к одной парагенетической ассоциации. Можно полагать, что в это время в изученных месторождениях образовалось, по крайней мере, несколько разновременных парагенетических ассоциаций: наиболее ранняя – пирит-сфалерит-блеклорудная (с борнитом и

халькопиритом), затем отлагалась галенит-блеклорудная ассоциация (возможно, одновременно с этими минералами произошло образование части борнита и халькопирита), а в конце процесса кристаллизовались блеклая руда, сульфосоли Ag, самородное Ag, слагающие наиболее позднюю парагенетическую ассоциацию.

Урановая минерализация представлена преимущественно кальцит-уранинитовой минеральной ассоциацией. Она детально изучена Г.А. Тананаевой, И.В. Мельниковым и др. Встречается настуран в тесном парагенезисе с кальцитом. Пржилки урановой смолки сопровождаются редкими выделениями кристаллов галенита. Реже наблюдались марказит, тонкозернистый галенит и халькопирит в виде сферических почкообразных выделений. О.В. Жаркова (устное сообщение) указывает, что минеральный состав прожилков, содержащих урановую смолку, несколько меняется в зависимости от состава жил, которые они пересекать. Взаимоотношения настурановых прожилков с сухими пленками самородного серебра

неясны. По Л.И. Лукину и О.В. Жарковой (1968), прожилки урановой смолки пересекают прожилки халцедоновидного кварца. По результатам изучения минерального состава руд можно выделить шесть минеральных парагенезисов, формирующихся в последовательности от ранних к поздним: 1) кварц-гематитовый; 2) ранних сульфидов (в основном медно-висмутовые руды); 3) барит-флюорит-сульфидный (преимущественно полиметаллические руды с серебром); 4) поздних сульфидов и сульфосолей (с этим комплексом связаны собственно серебряные и серебро-свинцовые руды); 5) кальцит-уранинитовый; 6) кварц-барит-флюорит-карбонатный. Первый и последний не создают промышленных руд.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ СТРУКТУРЫ РУДНОГО ПОЛЯ И ВЛИЯНИЕ ДИНАМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ СРЕДЫ НА ПРОЦЕСС МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

С учетом результатов анализа пространственной ориентировки прожилков и жил разного минерального состава проведено моделирование динамического режима среды минералообразования для различных периодов минерализации. Направления главных осей палеотектонических напряжений восстанавливались по пространственной ориентировке пары пересекающихся рудных прожилков выполнения одного типа минерализации. *A. priori* предполагалось относительно "быстрое" выполнение приоткрывшейся трещины. Методом М.В. Гзовского (1975) восстанавливались на сетке Вульфа пространственные ориентировки триады главных осей напряжений и соответствующих им деформаций, которые помещались на стереограммах одноименным цифровым индексом. Например, пространственное положение осей главных деформирующих усилий A_2, B_2, C_2 — отражает направление дислокаций, существовавших в период образования прожилков ранних сульфидов, а осей A_4, B_4, C_4 — в период образования прожилков поздних сульфидов. Такие диаграммы отстраивались по каждому месторождению. Среди направлений, помеченных одноименным индексом, выбиралось усредненное для конкретного участка. Как правило, разброс от среднего направления был невелик, что свидетельствовало о небольших изменениях локальных деформаций на момент выполнения трещины. Пространственно-временные изменения направлений триад деформирующих усилий анализировались геометрическим методом (Малиновский, Чернышев, 1980) на обобщенных стереограммах, отражающих деформации: а) в рамках периода становления одного типа минерализации на одном месторождении; б) то же для всех типов минерализации; в) для всех типов минерализации рудного поля. По результатам геометрического анализа

четко выделяются два пояса осей C субмеридионального и северо-восточного (близкого к субширотному) направления и два пояса осей B — северо-восточного простирания, но обратных направлений. Пространственное положение месторождений рудного узла контролируется разломами, преимущественно тех направлений, которые близки ориентировке поясов осей B . Полюсы осей A (соответствуют напряжениям растяжения) концентрируются в юго-восточном и северо-западном секторах сводной стереограммы. Два пояса осей ложатся на дуги малого круга стереографической сетки. Последние образуют проекции с угловым радиусом 40° – 50° с пологой осью конуса погружающейся незначительно то в северо-западном, то в северо-восточном направлениях. Геометрическое положение осей C деформаций в субмеридиональном поясе и осей B в северо-восточном поясе, падающем круто на северо-запад, также некоторых осей A обусловлено влиянием регионального поля напряжений (близко к построению поля напряжений по региональным разломам). Поясы осей B и C северо-восточного простирания характеризуют деформации, вызванные локальными составляющими регионального поля. Анализируя положение полюсов осей B и C с одноименными индексами в поясах локальных полей, авторы пришли к выводу о смене положений этих осей в период становления одного типа минерализации. Деформационный механизм, в результате которого происходит закономерная смена осей B и C деформаций парных планов — маятниковый. Подобный механизм был обнаружен ранее (Злобина, 1991) на Меридиональной зоне и Новой Канимансуре, а также при изучении динамического режима современных рудообразующих систем на Курильских островах (Злобина и др., 1995).

Маятниковый механизм ответственен за синрудную кинематику рудовмещающих разломов. Этот механизм свидетельствует также о событиях палеоземлетрясений, сопровождавших некоторые этапы рудообразования. В результате стереогеометрического анализа определен характер взаимосвязи регионального и локальных полей напряжений. При пульсационном проявлении во времени сжимающих усилий в субмеридиональном направлении происходило накопление упругой составляющей. Разгрузка могла осуществляться на хрупкие деформации сколов диагональных направлений и отрывов субмеридионального и близкого к нему ориентировок. Достаточно устойчивое положение осей A указывает на то, что в период релаксации регионального поля напряжений его локальные составляющие накапливали энергию растяжения. В этот период, очевидно, происходило незначительное приоткрывание стенок нарушений субширотного и близкого к нему направлений. Вдоль разломов последнего направления происходило в предрудный период излияние эф-

фузивного материала и образование дайковых покровов. В разгруженных узлах, на пересечении разломов субширотного, северо-восточного, реже, северо-западного направлений располагались центры извержений палеовулканов (фиг. 2). Хрупкие деформации привели к изменению регионального поля напряжений, которое, вероятно, сопровождалось выделением сейсмической энергии. Локальные поля напряжений усиливали деформационный процесс на отдельных участках за счет этой сейсмической энергии. Оси сжатия таких локальных полей часто более крутые, что может указывать на сейсмическую активизацию более глубоких локальных зон. Локальные поля напряжений могут поддерживать вулканические извержения (Гзовский, 1970). Изменение локальных полей напряжений приводило к изменению пространственной ориентировки главных сжимающих усилий регионального поля. Качание плоскости ВС локальных деформаций по типу "маятника" продолжалось до полного восстановления регионального поля. Таким образом, кинематический механизм "маятника" — продукт синэргетического развития геодинамической системы, приводящий ее к равновесию.

В период образования кварц-гематитовых, кварц-пирит-халькопиритовых и барит-флюорит-халькопиритовых прожилков оси С деформаций ориентированы в север-северо-западном и юг-юго-восточном направлениях. Преобладающим погружением осей С деформаций было юго-восточное. При разгрузке напряжений регионального поля активизировались локальные деформации сжатия в субширотном, реже субширотном-северо-западном направлениях. При этом осуществлялось вращение плоскостей АС локальных деформаций в периоды от более раннего минералообразования к более позднему как по часовой стрелке (месторождения Восточный Канимансур, Замбарак), так и против часовой (месторождения Каптархона, Тарыэкан). Динамическая обстановка процесса раннего минералообразования способствовала приоткрыванию субширотных тектонических нарушений и локализации в трещинных нарушениях преимущественно этих направлений кварц-гематитовой, кварц-сульфидной, барит-флюорит-халькопиритовой минерализации.

В следующий период тектоно-динамические условия резко изменились: главные направления сжимающих усилий ориентированы преимущественно на север-северо-восток и юг-юго-запад. Эти условия сохранялись более длительный период, за который формировались практически все минеральные парагенезисы. Особенностью динамической обстановки в этот период было более крутое погружение осей С локальных деформаций: угол погружения от 44° до 82° при сохраняющейся их субширотной ориентировке. Подобная ориентировка осей С может свидетельствовать о

преобладающих сбросо-сдвиговых перемещениях тектонических блоков. Характер геометрического изменения силовых параметров локальных полей напряжений обусловил иную кинематику. Чем круче оси С, тем выше энергетические параметры поля, тем большую область охватывают хрупкие деформации.

Степень разрушения горных пород зависит от близости "гипоцентра" дислокационного механизма. Его можно выявить путем специального анализа изменения положений осей С палеодеформаций. Стереометрическим путем определялись в пространстве точки сопряжения пересекающихся осей сжатия локальных полей напряжений, время действия которых совпадало с формированием того или иного типа минерализации. То есть, анализировались пересечения осей С с одноименным цифровым индексом. В соответствии с маятниковой кинематикой, вполне вероятно, что этим точкам сопряжения соответствуют положения "гипоцентров" дислокационных механизмов. Такие точки расположены в пространстве, ограничивающем область рудного поля на глубинах от 0.5 до 6–8 км от современной дневной поверхности. Так, один из "гипоцентров" располагается в области сопряжения Свинцового и Адрасманского разломов (фиг. 2), вблизи месторождений Чукур-Джилга и Адрасман, у юго-восточной границы Адрасманского палеовулкана. Связанные с этим центром дислокации ответственны за формирование тектонических структур, вмещающих барит-флюорит-сидерит-галенит-сфалеритовую минерализацию. Некк месторождения Адрасман пространственно телескопируется в область "гипоцентра". Второй "гипоцентр" дислокаций, сформировавших структуры для размещения кварц-гематитовых прожилков, располагается в зоне Кошмулинского разлома, южнее месторождений Восточный и Западный Канимансур, у южной границы Кушайнакского палеовулкана. Третий "гипоцентр" установлен вблизи Адрасманского разлома, у месторождения Новый Канимансур, у юго-западной границы Адрасманского палеовулкана. Событие этого деформационного процесса обусловило формирование трещинных структур для кварц-сульфидных прожилков. Три "гипоцентра", которые удалось установить, могут свидетельствовать о том, что ранняя минерализация сопровождалась наиболее интенсивным деформационным процессом.

Таким образом, ранние минеральные парагенезисы кварц-гематитовой (предрудной) ассоциации и ассоциаций ранних сульфидов (медно-висмутовые руды, полиметаллические руды с серебром) формировались дважды при различных тектоно-динамических условиях. При этом последовательность раннего минералообразования от кварц-гематитового, медно-висмутового до барит-флюорит-сульфидного сохраняется. Но про-

цесс повторного проявления близких по составу минеральных парагенезисов сопровождался интенсивным метасоматическим преобразованием сформированных минеральных ассоциаций и вмещающих пород. Березитизация, окварцевание, хлоритизация происходили в основном вдоль тектонических проводников. Повторное образование ранних минеральных комплексов проявилось не везде одинаково: менее отчетливо на Восточном Канимансуре, более – на Новом Канимансуре, Меридиональной зоне, Адрасмане. На месторождении Адрасман медно-висмутовые руды залегают несколько выше, чем на Восточном Канимансуре. В условиях интенсивной хлоритизации сульфиды меди и цинка не образуются при формировании барит-флюорит-сульфидной минерализации. Повторная барит-флюорит-сульфидная ассоциация содержит, преимущественно сульфиды серебра и свинца.

В соответствии с размещением “гипоцентров” палеодислокаций можно предположить, что область, включающая месторождения рудного поля, оказалась в период раннего минералообразования в сейсмофокальной зоне. На завершающих этапах позднего рудообразования структуры месторождений с тектонических позиций были интенсивно проработаны.

Образование парагенезисов поздних сульфидов – кальцит-уранинитового и завершающего кварц-барит-флюорит-карбонатного – происходило преимущественно в условиях релаксации регионального поля напряжений и активизации локальных полей. Многочисленные малоамплитудные подвижки, вызванные возвратным кинематическим механизмом “маятника”, обусловили развитие многочисленных систем трещин, сформировавших зоны повышенной проницаемости, благоприятные для размещения рудных столбов. А завершающее раздвигание стенок разломов, вовлеченных в кинематику маятника, оказалось благоприятным для формирования жилы в центре рудного столба. Кальцит-уранинитовая минерализация формировалась, по-видимому, вследствие проявления автономного источника и имела ограниченное распространение в рудном поле. В поверхностных условиях активность кислорода, вероятно, поддерживалась на постоянном уровне. Вместо уранинитов здесь развивается настуран. Тектоно-динамические условия среды характеризовались некоторым затуханием тектонической активности. Но возвратные подвижки вдоль разломов продолжались, о чем свидетельствуют положения осей *S* деформаций, отстроенные по сопряжениям кальцит-сморковских прожилков.

Следует отметить, что рудообразование могло осуществляться при значительно более сложных, чем показано выше, условиях. Несомненно проявления неоднократных возвратных малоампли-

тудных перемещений блоков в каждый период минералообразования. В результате длительных многоплановых, локальных деформаций, вероятно, происходило более частое нарушение синергетического баланса рудообразующей системы. Это, по-видимому, являлось одной из причин изменения *PT*-условий. Частые резкие снижения давления, сопровождающееся скачкообразным изменением температуры, создавало термодинамический барьер для рудоотложения, приводило к явлению телескопирования. Вполне вероятно предположение о том, что повторное отложение первых двух минеральных парагенезисов связано не только с изменением характера регионального поля напряжений, но и в большей степени с дислокационным механизмом взаимодействия регионального и локальных полей. Дискретно-непрерывный процесс изменения динамических условий среды мог активно влиять на структуру флюидных потоков, поступавших в сферу рудоотложения. Закрытие каналов на одном участке и открытие на другом приводило к изменению соотношений конвективной и восходящей глубинной составляющих этих потоков и, как следствие, к различному минеральному составу “одностадийных” образований и различным сочетаниям разностадиальных компонентов. С этим явлением связывается отличие минералого-геохимических типов руд на сформированных месторождениях.

По результатам моделирования можно сделать общий вывод о том, что месторождения рудного поля формировались длительный промежуток времени, в условиях интенсивного деформационного процесса, вызванного палеоземлетрясениями.

К началу процесса рудообразования оформился каркас структуры как жесткая вулканотектоническая постройка, движения блоков которой сопровождались периферическим вулканизмом. Судя по расположению гипоцентров палеоземлетрясений, которые удалось восстановить, очаговыми их зонами в этот период являлись Кошмулинский, Канимансурский, Свинцовый и Карамзарский (фиг. 2) разломы. Вслед за инъекциями магмы осуществлялась транспортировка глубинных флюидов. Скорее всего, вдоль этих разломов продолжалась миграция очагов мелких автершоков. Непосредственно накануне каждого из землетрясений могло существовать перенапряженное состояние пород зон будущих автершоков. Некоторая часть энергии таких зон могла вызывать отток части флюидов из перенапряженных коллекторов в “свободные” зоны. Мгновенная разгрузка напряжений сопровождалась прогрессивным развитием палеодеформаций с образованием многочисленных трещин, в которые могла перераспределяться эта часть флюидов. Дислокационный маятниковый механизм способствовал изменению структуры флюидных потоков в различных участках Адрасман-Канимансурского

блока. Последним обстоятельством может быть объяснена некоторая асинхронность образования аналогичных минеральных парагенезисов на различных месторождениях рудного поля.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты 98-05-64870 и 99-05-65640).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бакланов А.М., Байков В.Н., Краснов Е.Г., Мясников С.В. Первичная зональность в районе месторождения Канмансур и прогнозирование скрытого оруденения на ее основе // Проблемы зональности эндогенных рудных месторождений и прогноз скрытого оруденения. М.: Наука, 1975. С. 216–225.
- Бортников Н.С., Коваленкер В.А., Сафонов Ю.Г., Тронева Н.В., Лапутина И.П., Раздолина Н.В. Химический состав и условия образования Ag-Cu-Pb-Bi-сульфосолей в Канмансурском рудном поле // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 9. С. 65–75.
- Бортников Н.С. Парагенетический анализ минеральных ассоциаций в рудах гидротермальных месторождений цветных и благородных металлов: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. Наук. М.: ИГЕМ РАН, 1995. 54 с.
- Вольфсон Ф.И., Лукин Л.И. Соотношение гидротермального уранового оруденения с эндогенным оруденением других металлов в пределах рудных районов и полей // Геология гидротермальных урановых месторождений. М.: Наука, 1966. С. 396–430.
- Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975.
- Гзовский М.В. Развитие новых направлений в тектонофизике // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1970. № 5. С. 51–84.
- Далимов Т.Н., Ганиев И.Н., Шпотова Л.В., Кадыров М.Х. Геодинамика Тянь-Шаня. Ташкент: Университет, 1993.
- Злобина Т.М. Моделирование структурных условий размещения руд в штокверке // Геология руд. месторождений. 1989. № 6. С. 83–94.
- Злобина Т.М. Математические методы моделирования трещинных структур рудных месторождений. М.: Наука, 1991.
- Злобина Т.М., Злобин Т.К., Знаменский В.С., Сафонов Ю.Г., Чернышев В.Ф. Геодинамический режим современных рудообразующих процессов в Курильской островной дуге // Тез. докл. IX Междунар. симпоз. по рудообразованию. (IAGOD). Пекин, 1995.
- Лукин Л.И. Методы изучения структур постмагматических рудных месторождений. М.: Наука, 1986.
- Лукин Л.И., Жаркова О.Б. Чукур-Джилгинское рудное поле // Особенности структур гидротермальных месторождений. М.: Наука, 1968. С. 91–107.
- Малиновский Е.П., Чернышев В.Ф. Геометрический анализ структуры рудных месторождений в дислоцированных слоистых толщах // Эндогенные рудные месторождения. М.: Наука, 1980. С. 215–229.
- Некрасов Е.М. Структурные особенности свинцово-цинкового месторождения Замбарак в восточном Карамазаре // Геология руд. месторождений. 1959. № 3. С. 63–73.
- Некрасов Е.М. Структурные условия локализации жильных свинцово-цинковых месторождений. М.: Недра, 1980.
- Орлов И.И. Структурные особенности серебряно-свинцового месторождения Кан-и-Мансур // Геология руд. месторождений. 1960. № 5. С. 94–106.
- Сафонов Ю.Г. О стадийности формирования эндогенных месторождений Карамазара // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1967. № 2. С. 12–23.
- Шихин Ю.С. Геологическое картирование и оценка рудоносности разрывных нарушений. М.: Недра, 1991.
- Шихин Ю.С. Состав горных пород как фактор контроля оруденения (на примере Казамазара) // Геология руд. месторождений. 1992. № 3. С. 31–46.
- Bortnikov N.S., Prokofiev V.Yu., Naumov V.B. The Cu-Bi-Ag-Pb deposition of metals // Source, transport and deposition of metals. Rotterdam: Bakema, 1991. P. 165–167.