

УДК 553.065.1

© Ю.Г.Сафонов, Т.М.Злобина, М.Р.Сароян, 2006

ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ СООТНОШЕНИЯ ПРОЖИЛКОВО-ВКРАПЛЕННОГО И ЖИЛЬНОГО ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Ю.Г.Сафонов, Т.М.Злобина, М.Р.Сароян (ИГЕМ РАН)

Проблема пространственных и генетических соотношений прожилково-вкрапленного и жильного гидротермального оруденения в настоящее время представляется крайне актуальной. От уровня знания этих соотношений зависят как прогнозирование, так и поиски и оценка месторождений, причем для различных по металлической специализации — в разной степени, но для благородных и редких металлов, меди, молибдена, урана, вольфрама — в высокой. Круг последних в перспективе будет расширяться в связи с возрастающим освоением бедных

руд. Но знание закономерностей образования рудной минерализации с различными уровнями концентрации в определенных геологических телах или объемах пород, оконтуриваемых по принимаемым минимальным уровням, остается явно недостаточным. Даже выявление новых и интенсивное освоение месторождений известных типов с прожилково-вкрапленным оруденением, таких как золотоносные медно-порфиновые, большеобъемные золоторудные с вкрапленной минерализацией, не привели к усилению исследований этих закономерностей.

Обширная информация по разнотипным месторождениям показывает, что традиционное восприятие структурно-тектонических, литологических или петрохимических факторов как определяющих структурно-морфологическое выражение рудных концентраций и текстуры руд обосновано только для определенных типов вкрапленного, прожилково-вкрапленного оруденения и геологических обстановок, условий его локализации. Та же информация дает основание для предварительного вывода о первоначальной зависимости структурно-морфологического и текстурного стилей оруденения от геохимической (естественно, отраженной и в металлогенической) специализации рудообразующих флюидных систем на физико-химическом уровне — не только катионном, но и анионном, а также от их геодинамического развития. Такие зависимости проявились не только для грейзеновых и скарновых месторождений, выделенных В.И.Смирновым в отдельные генетические классы, но и для ряда групп «гидротермальных» месторождений. Как показано в недавних работах И.Ф.Мигачева, А.И.Кривцова, Р.Силлитое и других исследователей, практически свой генетический класс образуют медно-молибден-порфировые месторождения. Из приведенного перечня типов месторождений видно, что общность условий их образования определяется активной ролью газовой флюидной фазы и надкритических растворов в рудообразующих системах. Это отражается и в геодинамической характеристике последних, так как от соотношения водных растворов, парогазовых и газовых флюидов зависят $P-T$ условия в собственно рудообразующих системах и, естественно, механизмы, интенсивность проявления процессов метасоматоза, свободной раскristализации растворов, коллоидного минералообразования и др.

Анализ распространенности месторождений с определенными структурно-морфологическими — текстурными типами руд, детальное рассмотрение золоторудных месторождений отдельных типов в терригенных комплексах, а также определение значимости внутреннего геодинамического развития флюидных систем в локализации оруденения (серебряное месторождение Большой Канмансур) позволили авторам коснуться и таких важных вопросов теории рудообразования, как продолжительность развития рудообразующих систем, временные соотношения проявления тектонических деформаций и процессов рудообразования, глубинность области рудоотложения, палеогеодинамическое состояние последней и некоторых других, трактуемых неоднозначно или вообще не обсуждаемых.

При общем разнообразии структурно-морфологических типов рудных тел и текстур руд гидротермальных месторождений прожилково-вкрапленные и жильные руды обычно рассматриваются как полярные, хотя реально проявляются обычно сопряженно или в сочетании с рудами других типов. При этом текстурные характеристики руд месторождений с прожилково-вкрапленным оруденением часто подменяют структурно-морфологические, когда последнее развивается в более или менее сложных по очертаниям объемах пород, не имеющих четких геологических границ. Более корректным представляется противопоставление вкрапленных, вкрапленно-прожилковых руд массивным, брекчиевым, а для подразделения месторождений — использование видимых проявлений литологического контроля рудной минерализации. При таком подходе выделяются месторождения с рассеянной минерализацией (*disseminated*), как это часто делается зарубежными специалистами применительно к месторождениям золота, не имеющим такого четко выраженного контроля. Сложность решения затронутой проблемы заключается в неоднозначном использовании распространенных терминов и понятий.

Прожилково-вкрапленное оруденение рассматривается авторами как проявляющееся в трех относительных масштабных измерениях: образующее самостоятельные месторождения и, соответственно, рудные тела; представленное в отдельных рудных телах или в определенных частях рудных тел, залежей, зон, минерализованных объемов пород, наряду с жилами, телами замещения и др.; характеризующее распределение основных рудных компонентов в пределах рудных тел, имеющих различные макротекстурные характеристики. Относительность данного подразделения обусловлена широким диапазоном пространственного развития прожилково-вкрапленной минерализации и размерности выделений рудообразующих компонентов. Этим же определяются различия подходов в изучении месторождений цветных металлов, содержания которых в рудах измеряются процентами ($n-n^1\%$), и редких и благородных металлов (элементов), содержащихся в рудах от $n^1-n^7\%$ до десятых долей грамма на тонну. Золоторудные месторождения с вкрапленным, прожилково-вкрапленным оруденением, часто называемые крупнообъемными, отличаются по текстурному рисунку сульфидных выделений (арсенипирита, пирита и др.). Сульфиды в контурах рудных тел, определяемых по данным опробования, в сумме составляют первые проценты от массы вмещающих пород. Золото образует в основном микровыделения (зерна, прожилки) в сульфи-

дах, кварце и других минералах или находится в химически (кристаллохимически) связанном виде в минералах-носителях — главным образом в арсенипирите, в меньшей мере в пирите, возможно и в других. Традиционными микроскопическими методами такое золото не диагностируется.

Основное внимание нами уделяется крупным месторождениям, в формировании которых рудообразующие процессы, механизмы проявляются более определено. Относительная распространенность рассматриваемых типов гидротермального оруденения может оцениваться как соизмеримая, но неодинаковая для месторождений различных металлов. Среди медных месторождений основное значение имеют медно-порфировые и колчеданные. Жильные руды меди, как и свинца, цинка, представлены в небольшом числе месторождений. Для них наиболее характерны субпластовые стратиформные залежи — полиметаллические (вместе с медью) или биметалльные. Вкрапленно-прожилковая минерализация и в тех и в других образует самостоятельные рудные тела, фланговые участки, зоны, залежи, в которых распространены массивные руды. Вкрапленно-прожилковое оруденение характерно для молибденовых месторождений упомянутого выше порфирового типа. Распространенность молибденита изменяется в широких пределах — от попутного по отношению к медным минералам до собственно молибденового (\pm ппутные медь, рений и др.). Штокверковый тип оруденения наиболее выразителен именно на таких месторождениях, где прожилковая минерализация контролируется контракционной и наложенной тектонической трещиноватостью. Жильный тип оруденения остается главным для олова, хотя штокверковые, прожилково-вкрапленные оловянные руды достаточно широко распространены, частью перекрываясь с вольфрамовыми.

Открытие в последние десятилетия новых вольфрамовых, в частности, в Китае и вольфрамсодержащих месторождений нетрадиционных типов привело к преобладанию среди вольфрамовых руд вкрапленно-прожилкового типа над традиционным жильным при сохранении значимости скарнового. В последних вкрапленно-прожилковая минерализация имеет важное значение.

Эндогенная вкрапленно-прожилковая урановая минерализация пока имеет починенное значение, так как запасы богатых руд из месторождений типа несогласия и жильных остаются главными. Однако в ближайшем будущем, безусловно, будут осваиваться ураноносные калишпатовые метасоматиты, альбититы, особенно там, где они золотоносны. Рассеянная урановая минерализация уже более по-

лувека обрабатывается попутно с золотом и из рудных хвостов в бассейне Витватерсранд.

Благородные металлы резко различаются по условиям образования и размещения гидротермальных рудных концентраций. Наиболее известным фактом широкого распространения металлов платиновой группы является тонкорассеянная осмий-иридиевая (\pm Pt, Pd) минерализация в «конгломератах» Витватерсранда. Как и основная золотая, она связана, по нашему мнению, с глубинными флюидными источниками. К эндогенной рассеянной минерализации авторы относят платиноносные минералы на месторождении Сухой Лог и на некоторых других объектах, локализованных в сланцевых комплексах (Мурунтау, Кумтор, Наталкинское). Вкрапленно-прожилковое золото-палладиевое оруденение в Кожимском районе Приполярного Урала связано с фукситовыми метасоматитами, что показано Г.В.Моралевым, М.А.Торбаевым и другими исследователями. По ряду признаков сходное оруденение проявлено в месторождении Коронейшен Хилл (Австралия). Из жильных гидротермальных концентраций МПГ, преимущественно платины, известно мелкое месторождение Ватерберг в Бушвельдском массиве.

Серебряные рудные концентрации распространены в широком диапазоне геологических обстановок, поскольку серебро — один из основных или попутных компонентов в различных комплексных месторождениях — свинцово-цинковых, колчеданных, жильных (штокверковых) серебро-полиметаллических, медно-серебряно-порфировых, олово-серебряных, эпитермальных золото-серебряных, золото-серебро-мышьяково-сульфидных и др. [9]. В качестве собственно серебряных выделяются серебряно-золото-свинцово-цинковые, серебряно-урановые, серебряно-никель-кобальт-мышьяковые и серебряно-свинцовые. Отнесение указанными авторами месторождения Канимансур к серебряно-урановой формации можно считать условным. В колчеданных месторождениях серебросодержащие продуктивные ассоциации заключены преимущественно в залежах массивных руд, нередко сопровождающихся вкрапленно-прожилковыми зонами на более глубоких горизонтах и флангах. В других минералого-геохимических типах комплексных месторождений прожилково-вкрапленное серебряное оруденение имеет большее значение, вплоть до основного, определяющего структурно-морфологический тип месторождений. В терригенных комплексах и комплексных порфириновых месторождениях это отмечается для Au-Ag-As руд. Жильное оруденение более характерно для месторождений, где серебро — основной рудный компонент или ассо-

цирует только с золотом или свинцом. Но и среди месторождений этой группы известны крупные, с концентрацией серебра в зонах, залежах прожилково-вкрапленного оруденения.

Широкое распространение вкрапленно-прожилковых руд характерно для золоторудных месторождений (таблица). Так, рифы Витватерсранда авторы [21, 22] относят к объектам, содержащим вкрапленно-прожилковое золотое и урановое оруденение. Их полигенная природа, со значительной или определяющей ролью парогазовых эманаций (экспаляций) в привносе рудообразующих компонентов, обосновывается не только зарубежными специалистами [26], но и в большей мере российскими [8, 10, 25]. Наряду с этим, помимо господствующей генетической модели золотоносных палеороссыпей, модифицированных метаморфическими процессами, продолжают развиваться представления о гидротермальном метаморфогенном происхождении уран-золотоносных рифов Витватерсранда. Недавние работы о структурном контроле распределения в них рудной минерализации (вкрапленно-прожилковой для пиритовой, пирро-

тин-халькопиритовой, уранинит(браннерит)-керогенной и преимущественно вкрапленной для золота в рамках перечисленных золотоносных рудных ассоциаций и в автономных (золото-кварцевых, золото-керогенных) вполне увязываются как с гидротермальной моделью, так и полигенной, разрабатываемой нами. Очевидные проявления коллоидного минералообразования в рудоносных рифах Витватерсранда позволяют относить микропрожилковые выделения рудных минералов в основном к образованиям минерализованных трещин усыхания и к бестрещинным диффузионным, механизмы развития которых в свое время были обоснованы Г.Н.Поспеловым. Образование гелей кремнезема, вероятно, было определяющим и в формировании макропрожилков пирита со сложной морфологией. Наряду с этим, проявлялся и тектонический контроль прожилковой пиритовой минерализации, особенно четко выраженный в текстурах руд Блэк рифа (рис. 1). Этот риф занимает особую позицию в разрезе рудовмещающего комплекса. Он приурочен к верхней поверхности несогласия, находящейся в основании одноименной группы сланцевых пород,

Структурно-морфологические типы рудных тел и текстурные разновидности руд золоторудных месторождений основных геолого-генетических типов

Геолого-генетические типы месторождений (представительные объекты)	Максимальные концентрации Au, т					
	1000	2000	3000	4000	5000	6000
Золотоносные «рифы» (Витватерсранд)	СтПлПрВк					
Золото-(сульфидно)-кварцевые в метатерригенных комплексах (Мурунтау, Сухой Лог, Бендиго)	ВкПрЖлМз					
Золотоносные медно-порфировые (Грасберг – Алмалык)	ШтВкПр					
Золото-(сульфидно)-(карбонат)-кварцевые в зеленокаменных комплексах (Калгурли – Колар)	МзЖлПр					
Золото-сульфидно-силикатные в железистой формации (Хомстейк)	ПрМзШт					
Эпитермальные (Янакоча, Балей)	ЖлБрПр					
Карлинский (Карлин – Голдстрайк)	ТзМзВкПр					
Золото-оксидные-медные (Олимпик Дэм)	БрВкПр					
Золото-(сульфидно)-кварцевые, связанные с интрузивами (Даблин Галч)	ЖлМзШт					
Золото-урановые (Элькон)	МзПрВк					
VMS колчеданные (Риддер-Сокольное, Гай)	ТзМз					

Пр и м е ч а н и е. Жл — жильные, жилообразные, Пр — прожилковые, Вк — вкрапленные, Шт — штокверковые, Мз — минерализованные зоны, Ст — стратиформные залежи, Пл — пластовые, субпластовые тела, Тз — тела замещения, залежи, Бр — брекчиевые тела, Тр — трубообразные тела.

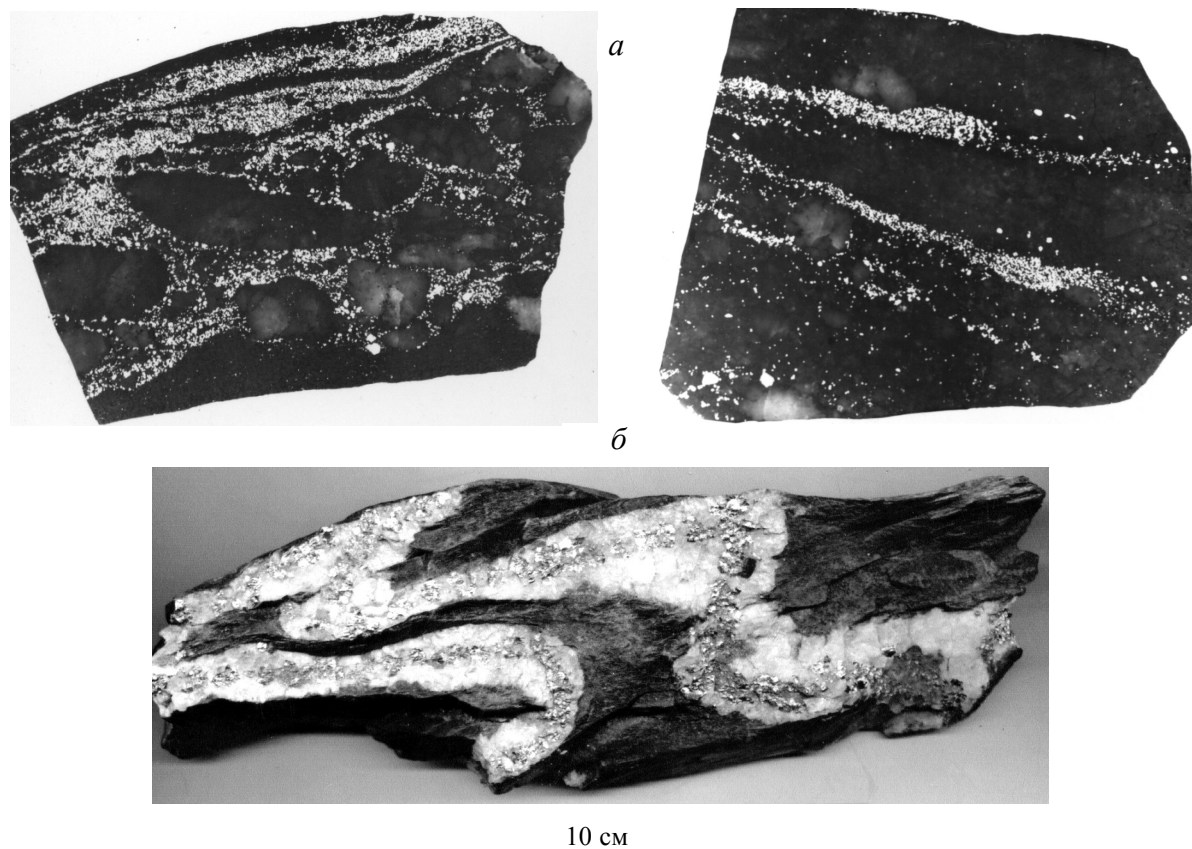


Рис. 1. Вкрапленно-прожилковые руды месторождений Витватерсранд (а) и Сухой Лог (б):

фото штуфов, верхние снимки — в отраженном свете

несогласно залегающих на вулканитах группы Вен-терсдорп и рудовмещающих терригенных породах группы Центрального Ранда. Характеристики геологии уран-золотоносных «конгломератов» Витватерсранда можно найти во многих публикациях. Здесь же подчеркнем, что Блэк риф в общем подобен другим рудоносным рифам, но отличается повышенными содержаниями углеродистого материала и наличием четко выраженных контактовых тектонических зон скольжения, несмотря на его субгоризонтальное залегание. Тектоническое расщепление проявлено в пределах рудной зоны. Оно частью контролирует прожилковую пиритовую минерализацию, преимущественно в самих сланцевых породах. «Галечные» кварцевые образования местами могут рассматриваться как будины.

Золотоносные медно-порфиновые месторождения по геологической позиции и локализации оруденения характеризуются наиболее четкими типоморфными признаками. Золото-(сульфидно)-(карбонат)-кварцевые месторождения в зеленокаменных поясах разнообразны по структуре и типам

руд. Среди них преобладают жильные месторождения с тем или иным своеобразием жильных тел, для характеристики которых в зарубежной литературе используются термины «lode», «teef», «shear zone» (тело, риф, зона скальвания), подчеркивающие специфику жил и отвечающие в отечественной терминологии понятиям «минерализованная зона», «рудоносные зоны скальвания-смятия» и т.п. Вместе с тем, среди них представлены также месторождения с прожилково-вкрапленным (Хемло, Канада) и прожилковым оруденением типа линейных штокверков (Калгурли, Австралия). На месторождении Хемло выделяются субогласные пластовые тела с вкрапленностью и тонкими прожилками сульфидов, главным образом арсенипирита, и рассеянным золотом. Продуктивная минерализация на месторождении Калгурли (преимущественно прожилковая) развита в зонах вместе с жилами и в тектонически обособленных зонах. Характерно интенсивное метасоматическое изменение вмещающих пород в обоих случаях: калишпатизация–окварцевание (Хемло), хлоритизация–анкеритизация–сери-

цитизация (Калгурли). Эти месторождения выделяются и по комплексам рудных минералов (теллуриды, сурьмяно-ртутная минерализация).

Золоторудные месторождения, локализованные в железистой формации, также содержат вкрапленно-прожилковую сульфидную минерализацию. Здесь определенно проявляются ее связи с основными «массивными» рудными телами в общем ареале рудоносных метаморфических (метасоматических) алюмосиликатов. Месторождения карлинского типа следует рассматривать как содержащие преимущественно рассеянное вкрапленное и вкрапленно-прожилковое оруденение. По составу оруденения имеет некоторое сходство с развитым на месторождении Хемло, с золотоносными сурьмяно-ртутными месторождениями и в меньшей мере с вкрапленно-прожилковыми в терригенных комплексах. Оно локализовано в субпластовых трубообразных и сложных по морфологии рудных телах или минерализованных зонах дробления, брекчирования. Оруденение карлинского типа всегда связано с интенсивно измененными породами, вплоть до полного замещения (низко-)среднетемпературными метасоматитами. Характерны связь золота с мышьяковистым пиритом, частью — с углеродистым веществом, как и нахождение тонкого свободного золота в метасоматитах и в джеспилитах. По видам метасоматического изменения пород и структурному контролю оруденения месторождения карлинского типа близки к эпитептермальным с жильными рудными телами. Часть месторождений представлена брекчиевыми телами различного происхождения — эруптивными, эксплозивными, обычно трубообразными, гидрогенными различной морфологии. Распространение ареалов прожилковой и вкрапленно-прожилковой минерализации, образующей самостоятельные рудные тела, в частности брекчиевого сложения, и сопровождающей их, объясняется широким проявлением трещин гидроразрыва и интенсивными метасоматическими изменениями вмещающих пород.

Имеющаяся информация по ряду месторождений, среди которых Лэдолэм (Лихир), как и опубликованные данные по золотоносности шлаковых образований современных вулканов (Толбачек и др.), показывают, что эпитептермальное рудообразование приводило к формированию объемных рудных тел с тонкорассеянным золотом. Масштаб этих процессов оценить трудно, поскольку многие эпитептермальные месторождения, как и жильные золото-(сульфидно)-кварцевые, отработаны с извлечением преимущественно богатых руд. Бортовые содержания при подземной добыче даже в первой половине XX в. были выше 5–6 г/т (Колар 8 г/т, Бендигго 7 г/т), что, есте-

ственно, не позволяет анализировать размещение не только вкрапленного, рассеянного, но и прожилкового оруденения. Еще меньше информации по комплексным и золотосодержащим месторождениям, в которых практический интерес могут представлять концентрации золота в 0,1–0,2 г/т. Это относится и к расшифровке условий образования рудных концентраций серебра, меди, молибдена, урана и других металлов, в том числе практически не образующих собственных месторождений или представленных такими в единичных случаях (висмут, теллур и др.). Самая общая оценка относительного распространения вкрапленно-прожилкового и жильного оруденения, даже не оценка, а напоминание о разнообразии их соотношений указывает на необходимость выявления причин такого разнообразия через анализ совокупности факторов, объединяемых в представлениях о гидротермальных рудообразующих системах.

При всем многообразии представлений о рудообразующих системах [7, 11, 19] P – T параметры их развития оцениваются как одни из наиболее значимых. Структурно-морфологическое проявление рудных концентраций во многом определяется температурой и давлением в системах. Совокупность термобарометрических данных по условиям образования золоторудных месторождений, приведенных в работах В.В.Наумова, В.Ю.Прокофьева и др., позволяет разделять гидротермальные рудообразующие системы на три категории: высокопараметрические (с относительно повышенными T_{\min} и P_{\min} и высокими P_{\max}); умеренно-параметрические (с широким интервалом P – T параметров, включая высокие T и умеренно высокие P); низкопараметрические (в абсолютном измерении по P и в относительном — по T).

Данное подразделение в целом отвечает подразделению рудообразующих систем по степени закрытости-открытости, предложенному В.Ю.Прокофьевым [16]. Общим показателем последней служит отношение $P_{\text{общ}}/P_{\text{H}_2\text{O}}$. Общее давление определяется по сумме парциальных давлений водяного пара и газовых флюидов. К закрытым отнесены системы с коэффициентом ~20–70 и максимальными давлениями 2–6 кбар. В этих условиях формировались гипотермальные месторождения. Показатель «закрытости» в 15–50 установлен для мезотермальных месторождений при P_{\max} 1–3 кбар. Проблема интерпретации данных барометрических оценок по газовой-жидким включениям известна [11, 17, 22]. Реальность достижения в гидротермальных системах сверхлитостатических давлений, отвечающих только в самых смелых оценках предельных глубин проявления рудообразующих процессов 15–20 км, остается неопределенной. При этом роль тектони-

ческих напряжений трактуется нередко с диаметрально противоположных позиций, хотя несомненно ее двойственность — прежде всего в зависимости от глубинного фактора и общих геодинамических условий. В предложенных подразделениях жильных месторождений в каждой из названных категорий систем часто соответствуют подсистемам с максимальными значениями давлений, что, вероятно, связано с внутренним геодинамическим развитием систем. Из факторов, влияющих на развитие систем, следует отметить недостаточно учитываемую зависимость гидротермальных процессов от «фоновых» палеогеодинамических условий [1, 17]. Моделирование гидротермальных систем с вынужденной конвекцией флюидов, абстрагированное от физико-химического воздействия рудоносных флюидов на породы, показывает прямую зависимость морфоструктур месторождений, связанных с глубоко проникающими разломами, от гидродинамических условий [18]. Наиболее хорошо определены эти зависимости для гипотермальных жильных месторождений типа Колар, Хатти (Индия). Для них получены максимальные оценки давлений (5–6 кбар) при образовании золотоносного кварца. Контрастно проявляется ведущая роль гидрогенных разрывных деформаций в контроле жильного и прожилкового золото-кварцевого оруденения в мало-глубинных условиях, где, очевидно, унаследовались «фоновые» палеогеодинамические системы, перерождавшиеся в открытые низкопараметрические рудообразующие системы.

Более сложными условиями развития характеризуются полузакрывые умеренно-параметрические системы, граничные P – T параметры которых

во многом неопределенны из-за вероятного их возникновения в результате эволюции высокопараметрических систем в одних случаях и автономного развития — в других, в определенных условиях с превращением в открытые системы. Наиболее многообразными представляются рудообразующие системы в терригенных (метатерригенных) бассейновых комплексах пород, различающихся по истории своего развития [5].

В бассейновых комплексах пород представлены месторождения с различными структурно-морфологическими типами оруденения. Среди них наибольшее значение имеют прожилково-вкрапленные и жильные при различных их соотношениях по распространенности и продуктивности. Для этих месторождений важно разграничение метаморфогенных и ювенильных постметаморфических минеральных новообразований, прежде всего кварца, а также оценка палеогеодинамических систем с учетом специфики процессов диа-, катагенеза осадков, метаморфизма и проявлений тектонических деформаций в анизотропной неравномерно насыщенной флюидами геологической среде. На месторождении Сухой Лог можно видеть синхронность развития кливажа рудовмещающих сланцев и формирования прожилково-вкрапленной минерализации. Здесь складкоподобные рудоносные прожилки (см. рис. 1), как и птигматитовые кварцевые, часто относятся к однотипным образованиям [2]. Однако детальные исследования позволяют отнести пирит-кварцевые образования к метасоматическим, формирующимся в зависимости от геометрии трещин и кливажа. Характерно, что основная полого падающая залежь по геохимическим разрезам однозначно интерпре-

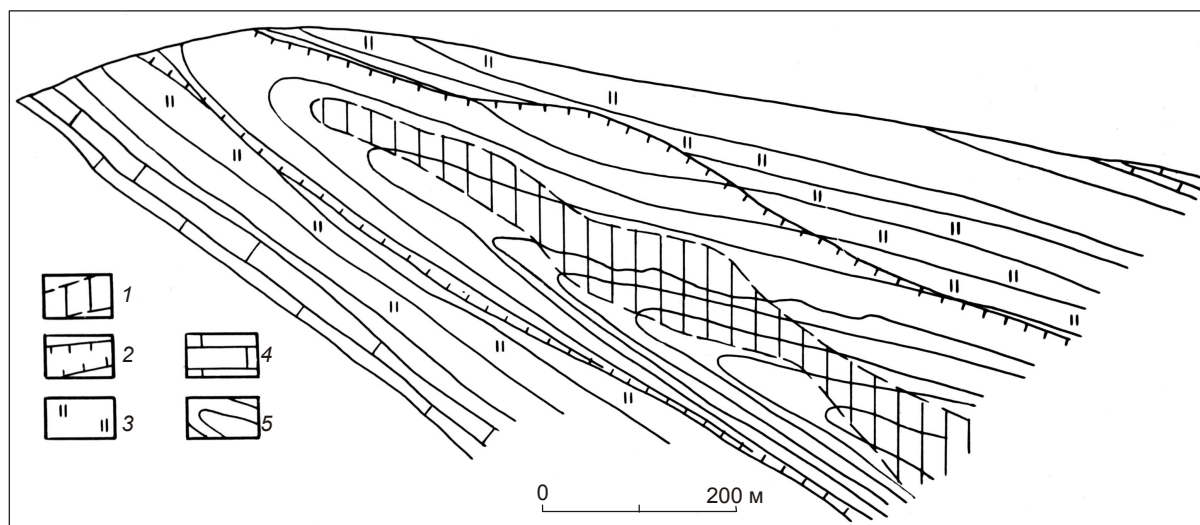


Рис. 2. Схематический геологический разрез месторождения Сухой Лог, по С.Г. Антонову, В.К. Черепанову:

1 — контуры рудного тела; 2 — границы зоны бедного оруденения; 3 — измененные породы; 4 — известняки; 5 — филлиты, сланцы

тируется как соответствующая главному каналу (фронту) миграции рудоносных растворов (рис. 2). Но позиция рудных столбов на конкретных сечениях также явно увязывается с локальными восходящими (субвертикальными) потоками (рис. 3). Эти зависимости объяснимы, если принять модель временного развития флюидной системы — поступление флюидов — их накопление — раскристаллизация с естественным внутренним изменением динамики. При этом, исходя из минералого-геохимических данных по месторождению, вероятен привнос рудообразующих компонентов газонасыщенными флюидами.

морфизма до образования поздних жил, составляет 4–1 кбар. Физико-химическая эволюция флюидов здесь, как показывают исследования метасоматитов, определялись изменениями давления [20].

По исследованиям газовой-жидких включений в кварце различных генераций для основного периода рудообразования устанавливается существенно газовый состав флюидов. Совокупность данных по условиям формирования месторождения Мурунтау свидетельствует о реальности длительного существования собственно рудообразующих систем, по крайней мере в течение 20 млн. лет, если остальные минеральные новообразования — предрудные и

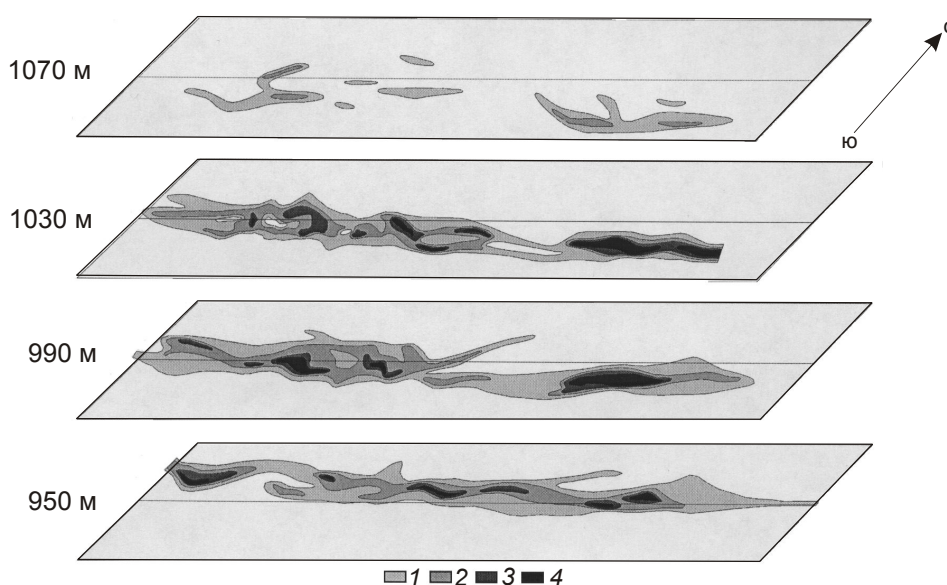


Рис. 3. Распределение золота в горизонтальных сечениях рудной зоны месторождения Сухой Лог (участок штольни 1), по В.А.Буряку:

содержания Au, г/т: 1 — 1–2, 2 — 2–3, 3 — 3–4, 4 — >4

Как показали детальные исследования месторождения Мурунтау [6], роль газовых флюидов, условия термостатирования рудообразующих систем, барометрический режим их развития для формирования вкрапленного, вкрапленно-прожилкового оруденения в терригенных комплексах имеют особое значение. Общий временной интервал функционирования Мурунтауской рудообразующей системы по данным изотопно-геохимических исследований оценивается в 65–70 млн. лет, из которых наиболее продуктивным был интервал примерно в 20 млн. лет — от 274 до 255 млн. лет. Этот интервал характеризует проявление биотит-полевошпат-кварцевого метасоматоза и образование шеелит-золото-кварцевой минерализации в режиме высоких температур (300–350°C) и давлений, общий диапазон которых, начиная со стадий контактового мета-

более поздние рудоносные, отличающиеся по составу от основных золотоносных, связывать с другими периодами тектономагматической активности, в течение которых развивались иные флюидные системы. Длительность развития Мурунтауской рудообразующей системы, относимой к названному периоду времени, увязывается с установленной по изотопно-геохимическим исследованиям (Rb/Sr) длительностью становления магматических комплексов в рудном поле — 13 млн. лет, составляющие которых вскрыты на глубине скважиной СГ-10 и представлены предрудными дайками [6]. Временная сопряженность магматических процессов и развития рудообразующей системы, очевидно, отражает их парагенетические связи и, соответственно, объясняет аномальность тепловых потоков и возможности возникновения термостатированной

системы. Прямая зависимость формирования ареалов золотоносных метасоматитов от крутопадающих разрывных нарушений, отмечаемая указанными исследователями Мурунтау, также свидетельствует о тепломассовых потоках из глубинных источников. Вероятно, газонасыщенные флюиды определяли относительное «баростатирование» системы, хотя геодинамика длительного статического рудообразования на протяжении 1–2 км по вертикали остается не раскрытой. С эволюцией системы, а не поступлением новой порции золотоносных растворов связано образование шеелит-золото-кварцевых жил. Их возникновение в завершающие периоды развития определенных ареалов золотоносных метасоматитов можно объяснить относительным обогащением золотом «остаточных» флюидов, давление которых явно превышало гидростатическое. Эти жилы, количество которых на месторождении измеряется десятками, в своем залегании подчиняются нескольким протяженным зонам и приурочены к разрывам с ограниченной протяженностью (до $n \cdot 10^2$ м). Они, по-видимому, возникли в результате предрудных – сорудных объемных деформаций, а в последующем выполняли роль организующих локальных рудообразующих подсистем.

С активной ролью газовой фазы в переносе рудообразующих компонентов и, как показывают данные термобарогеохимических исследований, с проявлением процессов метасоматического замещения в качестве главных механизмов формирования вкрапленного оруденения, вероятно, связано формирование месторождения Олимпиада. В работе А.Д.Генкина с соавторами [4] показано, что это месторождение отличается от других, также характеризующихся наличием невидимого золота,

нахождением последнего в арсенопирите (рис. 4) в виде наноразмерных атомарных выделений. В других месторождениях золотоносный арсенопирит содержит химически связанное золото. По результатам анализа газовой-жидких включений в кварце, считающемся парагенным с арсенопиритом, установлено, что арсенопирит формировался при $T > 400^\circ\text{C}$ из газового флюида, содержащего N_2 , CH_4 и в меньшем количестве CO_2 . Давление в системе, где образовался арсенопирит с невидимым металлическим золотом, оценено в 2,7–1,3 кбар. Общий диапазон P – T условий формирования золото-сульфидной минерализации на месторождении определен соответственно в 460 – 270°C и 1,9–0,7 кбар. Псевдотричные и вторичные включения, по данным В.Ю.Прокофьева [16], захватывались кварцем при T 300 – 105°C , что вместе с выявленными фактами различных временных соотношений основных рудообразующих сульфидов (пирротина, арсенопирита, пирита), закономерным сонахождением их вкрапленных и мелкопрожилковых выделений и четко выраженными обособлениями поздних генераций с антимонитом и самородным золотом свидетельствует об относительно длительном развитии рудообразующей системы месторождения Олимпиада.

Месторождение Ведуга, расположенное в 60 км к югу от Олимпиадинского, в том же Енисейском кряже, сходно с последним по количеству сульфидов (до 5–7%), среди которых преобладают пирит, арсенопирит, пирротин. Термобарометрические исследования анкерита, ассоциированного с пирротин, ранней золотоносной сульфидной ассоциации показали, что сульфиды образовались при высоких температурах (360 – 275°C) из существенно водных

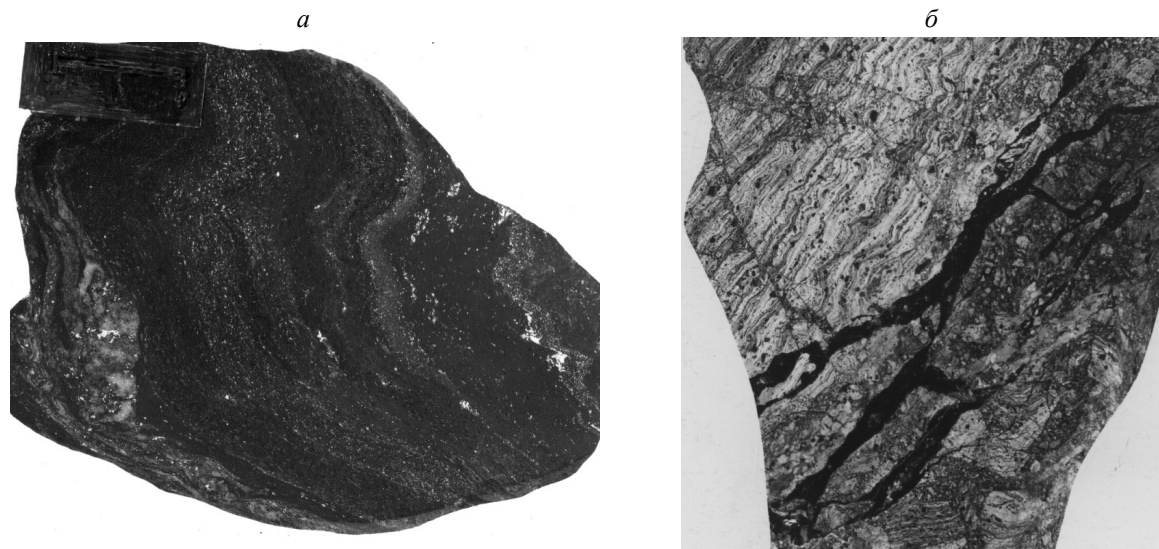


Рис. 4. Вкрапленные руды месторождения Олимпиада (а) и прожилковое оруденение серебряно-полиметаллического месторождения Большой Канмансур (б)

растворов с наибольшими содержаниями газовых компонентов, в основном CO_2 и менее значительным N_2 и CH_4 . Давление в системе оценивается примерно в 0,2 кбар. Предполагается, что газожидкие включения в анкерите, образованном при завершении формирования сульфидной ассоциации, были захвачены из растворов, которые могли иметь температуру более 400°C [4]. Примечательно, что на этом месторождении не проявлена ранняя кварц-шеелитовая минерализация, характерная для месторождений Олимпиада, Мурунтау, и по сравнению с первым более широко развиты поздние пирротин-карбонатные прожилки (микропрожилки), содержащие тонкие кристаллические выделения арсенипирита, а также самородное золото и антимонит [4]. Все это вместе с относительно более простым составом метасоматитов и рудных ассоциаций объясняется, по-видимому, ограниченностью газовой фазы в рудоносных флюидах. Относительную равномерность распространения золота в субпластовых залежах месторождения Ведуга можно увязать с растворением, рассеянием парагазовых рудоносных флюидов, переносящих мышьяк и золото в единых комплексных соединениях, что в последующем и привело к образованию в кристаллической решетке арсенипирита химически связанного золота. Вместе с тем, с учетом геологической позиции месторождения, остается не понятной явно заниженная оценка давления (0,2 кбар), возможная, однако, для мелких пустот в общем ареале завершающегося объемного минералообразования.

Месторождение Советское, относимое к жильному типу, характеризуется развитием сложных по морфологии кварцевых тел, неправильных залежей, блоков, жильных и прожилковых зон с подчиненными гнездово-вкрапленными выделениями кварца и сульфидов [23]. По количеству сульфидов (арсенипирита, пирротина, пирита, галенита, сфалерита) оно относится к малосульфидным, хотя нередко их содержание в кварцевых телах до 10% и более. С сульфидами ассоциирует свободное — видимое и тонкое золото, развивающееся также обособленно от сульфидных выделений. В пределах контура развития рудной сульфидно-кварцевой минерализации проявлен «рассеянный» околорудный метасоматоз, выраженный в серицитизации, альбитизации, хлоритизации, карбонатизации пород. В пределах рудного поля и месторождения встречаются и безрудные кварцевые жилы. Термобарометрические исследования показывают, что они формировались при T 100–350 $^\circ\text{C}$ и P 0,5–1,5 кбар [24]. Для рудоносного кварца эти параметры — 100–630 $^\circ\text{C}$ и 0,7–2 кбар, что в целом увязывается с оценкой P – T усло-

вий формирования рудной минерализации по индикаторным минеральным равновесиям [14]. Насыщенность рудоносных флюидов CO_2 , N_2 , CH_4 при ведущей роли углекислоты резко отличает их от метаморфогенных слабозолотоносных водных растворов с растворенной углекислотой.

Таким образом, месторождение Советское формировалось в рудообразующей системе, сходной по большинству параметров с Олимпиадинской. Наибольшие различия проявляются в массе кремнезема и относительно меньшей активности калия в процессах объемного околорудного метасоматоза, в целом «подавленного» по сравнению с месторождениями вкрапленно-прожилкового типа. Более интенсивно при образовании последних проявлялся углеродистый метасоматоз. Общая роль углеводородных соединений в рудообразующих системах, продуцирующих вкрапленно-прожилковое оруденение, представляется весьма значительной. Разработки этой проблемы еще далеки от необходимой определенности в понимании их генезиса, роли в переносе и отложении золота, но геохимические связи различных золоторудных концентраций и углеводородов, и не только в терригенных комплексах, безусловны. В определенной мере они проявлены и в образовании в этих комплексах жильных месторождений чистой кварцевой линии.

Классическим примером таких месторождений является месторождение Бендига и весь золото-кварцевый рудный район штата Виктория восточной части Австралии площадью около 120 км². Половина этой площади приходится на рудное поле Бендига, характеризующееся аномально высоким уровнем золотоносности. Здесь из коренных месторождений и россыпей ближнего сноса добыто более 1200 т золота. Интенсивная отработка месторождений в конце XIX – начале XX вв. привела к тому, что они оказались менее изученными по сравнению с современными крупными объектами, особенно в части генетических характеристик. Геологические, особенно геолого-структурные и минералого-геохимические материалы по месторождению позволяют дать общие оценки рудообразующей системы, приведшей к образованию жильного оруденения в метатерригенном комплексе.

Общая рудообразующая система рудного поля по развитию основной массы золото-кварцевых тел может быть определена как приуроченная к сближенным локальным антиклинальным складкам, осложненным субсогласными разрывными нарушениями, общей протяженностью около 10 км при ширине 1–2 км. Основная масса рудных тел сосредоточена в осевых зонах четырех антиклиналей, из которых наиболее выдержана одна. Она прослежена на

9 км при глубине отработки до 1 км и содержит 150 т золота. Максимальная глубина вскрытия руд в рудном поле 1406 м [27]. При общем многообразии структурно-морфологических типов рудных тел все они контролируются складчато-разрывными структурами и распространены весьма неравномерно. Нормальные пластинообразные кварцевые жилы, связанные с секущими разломами, в рудном поле не выявлены. Основное значение здесь имеют седловидные рифы (жилы), частью размещающиеся ярусно. Известны примеры локализации 24 рифов в одной осевой зоне в интервале глубин 630 м, но только шесть из них рудные. Среди седловидных рифов выделяются две основные разновидности: согласные с залеганием пород в замках складки и Y-образные (chevron), или арочные. Одно из крыльев последних представлено рудоконтролирующим тектоническим нарушением. Рифы сложены полосчатым кварцем, а в их апикалях — частью гранулированным зернистым и пористым. Максимальные мощности рифов в осевом сечении измеряются метрами, протяженность крыльев до десятков метров с закономерно уменьшающейся мощностью до сантиметров – миллиметров. Апикальные части рифов часто более золотоносны, чем крылья. В верхних горизонтах месторождения (до 60–100 м) в некоторых осевых зонах выявлены ураганные содержания золота. Здесь наблюдались крупные первичные самородки золота, подобные тем, которые часто обнаруживались в россыпях. Минералогия золото-кварцевых тел Бендиго характеризуется малым количеством сульфидов (0,5–2,5%), среди которых преобладает пирит, реже встречаются арсенопирит, галенит, сфалерит, халькопирит и еще реже — пирротин. В жилах отмечается анкерит.

Золото в основном видимое зернистое размером 100–2 мм [28]. Вместе с тем, установлены микронные включения золота в пирите и арсенопирите. Видимое золото часто встречается в ассоциации с галенитом. Упоминаются находки в такой ассоциации пентландита, виолариита, миллерита и ковеллина. Названные выше авторы указывают, что в ранних работах отмечалась связь золота с графитом. Графит часто наблюдался также на плоскостях скольжения рудоконтролирующих нарушений. Показательно, что золотоносные рифы оконтуриваются ореолами кристаллического арсенопирита и порфиробластами сидерита при отсутствии других проявлений гидротермального изменения вмещающих пород. В ореолах содержания Au 20–200 г/т, As 10–800 г/т [28]. Г.Филипс и М.Хьюгес [27] считают, что золоторудные месторождения штата Виктория образовались из однотипных метаморфогенных флюидов, преимущественно содержащих H_2O –

CO_2 – H_2S при T около 300°C. Основной период образования золоторудной минерализации — интервал 390–360 млн. лет.

Результаты детальных исследований известного серебро-полиметаллического месторождения Большой Канмансур [12, 13] позволяют проиллюстрировать зависимость формирования вкрапленно-прожилкового оруденения от тектонического развития рудовмещающего блока пород, которое привело к обособлению разностадийных минеральных образований в одних случаях, их совмещению — в других, а также к локализации одностадийных ассоциаций в различных участках.

Тектоническое развитие структуры Большого Канмансура проявилось в блоково-очаговой геодинамике. К началу процесса рудообразования оформился каркас структуры как жесткая вулканотектоническая постройка клиновидной формы, движения блоков которой вдоль крутопадающих разломов сопровождалась периферическим вулканизмом. Очаговыми их зонами в этот период, судя по установленным гипоцентрам землетрясений [12], служили крупные рудоконтролирующие разломы Адрасман-Тарызканского рудного узла. Вслед за инъекциями магмы происходила транспортировка глубинных флюидов. Вдоль разломов продолжалась миграция очагов мелких афтершоков. Накануне каждого из палеоземлетрясений, вероятно, имело место перенапряженное состояние пород зон будущих афтершоков. Некоторая часть энергии таких зон могла вызвать отток части флюидов из перенапряженных коллекторов в «свободные» участки. Мгновенная разгрузка напряжений сопровождалась прогрессивным развитием палеодеформаций с образованием разломов подчиненного порядка и трещин, в которые перераспределялась эта часть флюидов.

За весь длительный период минерало-, рудообразования установлено, по крайней мере, два крупных события тектонодинамической активности (рис. 5). На ранних этапах геодинамический режим обусловил заклинивание блокоразделяющих разломов северо-восточного направления, поскольку максимальные сжимающие усилия регионального поля напряжений меняли ориентировку в плоскости северо-западного простириания. На отдельных интервалах разломов субширотного простириания могли осуществляться сколовые движения. Естественно, разломы указанного простириания были слабопроницаемы для рудогенерирующих растворов. Канмансурский разлом мог лишь на некоторых интервалах выполнять роль рудоподводящей и рудораспределяющей структуры. В следующий геодинамический этап тектонической активности ори-

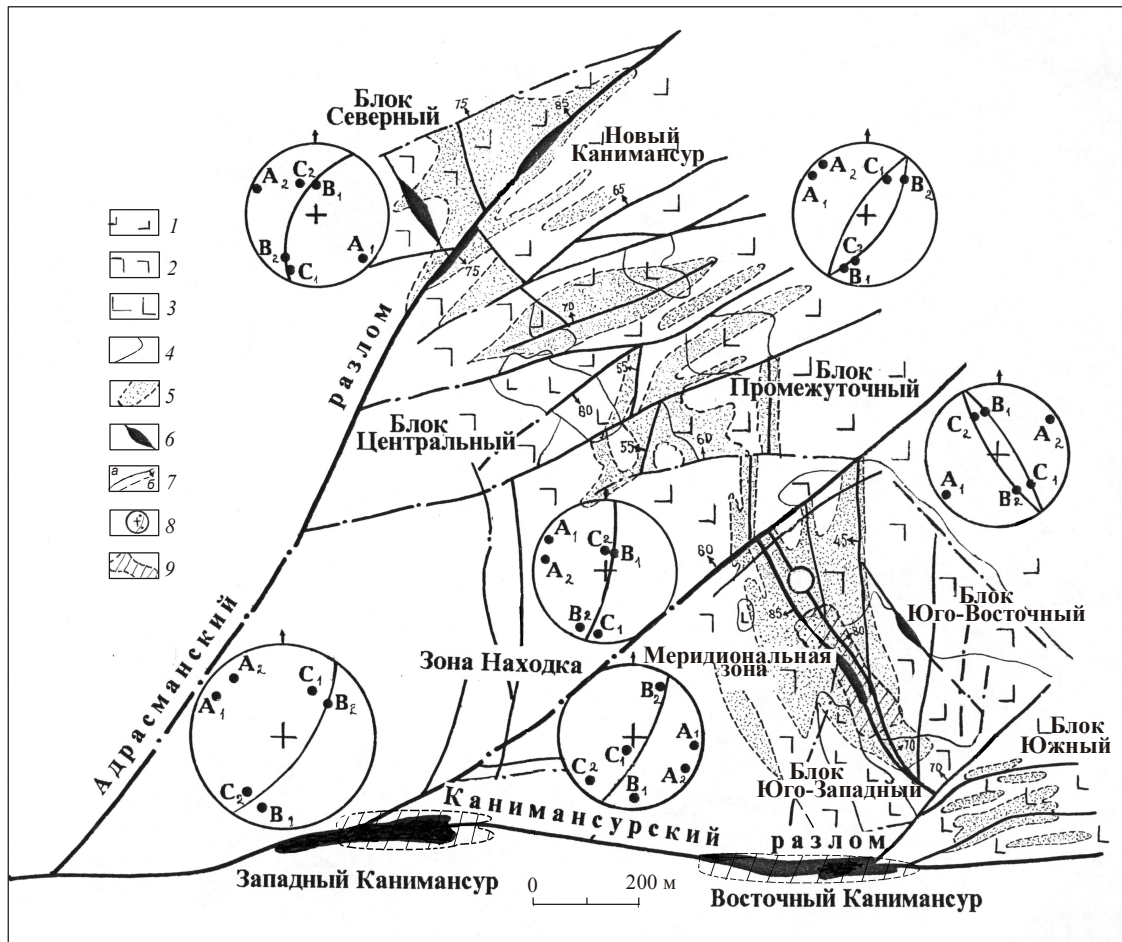


Рис. 5. Геолого-тектонический план горизонта 1305 м месторождения Большой Канимансур:

нижнепермские эффузивно-осадочные образования подсвит: 1 — тавакской, 2 — сферолитовой, 3 — тарызканской; 4 — границы подсвит; рудные тела: 5 — прожилково-вкрапленные, 6 — жильные; 7 — разломы (а — по разведочным, б — по геофизическим данным); 8 — диаграммы усредненного положения максимумов осей интратрудных деформаций (для блоков первого порядка — большего диаметра, для блоков второго — меньшего); 9 — некк вулканический

ентировка направлений главных сжимающих усилий изменилась на северо-восточную, что вызвало активизацию разломов северо-восточного простирания и образование многочисленных сколовых трещин с простиранием 30–60°. Субширотные разломы оставались закрытыми или частично активизировались на отдельных интервалах. Вдоль Канимансурского разлома, имеющего на некоторых изгибах субширотное, северо-восточное простирание, происходили сдвиги-сбросы, сопровождавшиеся внедрением кислых эффузивов и образованием некков, даек субширотного простирания.

В ранний геодинамический этап рудоподводящий Канимансурский разлом распределял флюиды в Меридиональную зону и трещины аналогичного простирания. В поздний этап, когда Меридиональная зона была зажата, флюиды распределялись из

разлома в Комсомольский и другие нарушения северо-восточного простирания. Клиновидный блок Большого Канимансура в результате прогрессивных многоактных деформаций разбит на ряд более мелких блоков — Центральный, Промежуточный, Юго-Западный, Юго-Восточный и Южный. Особенности геодинамического режима интратрудного периода определили различную пространственную ориентировку рудных тел в этих блоках: в Центральном и Северном — северо-восточная, субширотная; в Промежуточном и Южных — преимущественно субмеридиональная.

Авторами установлено, что разломы Большого Канимансура — Адрасманский, Канимансурский и Меридиональная зона, ограничивающие блоки, имели наибольшее влияние на формирование рудных тел месторождения. Позиция разломов в реги-

ональном и локальных геодинамических полях обусловила наибольшую тектоническую активность блоков вдоль их сместителей. Именно вдоль этих разломов периодически осуществлялась максимальная транспортировка гидротермальных растворов.

Результаты специального структурного картирования и геометрического анализа [3] свидетельствуют о том, что ведущую роль в формировании и тектоническом развитии зон указанных разломов имел кинематический механизм, названный авторами ранее «маятниковым». При хрупких деформациях (смещение блоков вдоль сместителя), вызванных региональным полем напряжений, происходит разложение силовых параметров поля напряжения на региональную и локальную составляющие. Геодинамическая система стремится к равновесию путем синэнергетического взаимодействия регионального и локальных полей напряжений. Это вызывает качание плоскости ВС хрупких деформаций вдоль сместителя разлома и возвратные многоактные перемещения смежных блоков. Такой кинематический механизм сформировал зоны интенсивной приразломной трещиноватости, которая привела к разрастанию плоских камер вдоль швов указанных выше разломов. В результате резко снизилось давление. Лабораторные испытания А.И.Петрова [15] показали, что при быстром спаде давления до более низкого, чем во вмещающих породах, наиболее реальный механический способ проникновения газовой-жидких флюидов в плоскую камерную структуру — всасывание. С учетом этого становится понятной причина аккумуляции больших газовой-жидких флюидных масс в полостях — плоских камерах Адрасманского, Канимансурского разломов и Мериональной зоны.

Дискретно-непрерывный характер взаимодействия регионального и локальных полей напряжений по типу «маятника» определил форму структурных ловушек для рудных тел. В зонах указанных разломов, вовлеченных в такой деформационный процесс, образовались жилы, а зоны интенсивной приразломной трещиноватости оказались благоприятными для размещения рудных столбов. Такие структурные формы наложились на повсеместно развитые трещины северо-восточного простирания, сформировавшиеся в результате разгрузки регионального поля напряжений. Последние выполнены рудными прожилками, создавшими линейный штокверк. В зонах с меньшей степенью разрушения возникли прожилково-вкрапленные руды (см. рис. 5), объединяющие группу разнонаправленных рудных столбов с жилой в центре и ранние прожилки в гигантский штокверк.

Модель геодинамического режима развития среды минералообразования Большого Канимансура [13] позволила установить, что процесс длительного формирования оруденения осуществлялся под влиянием синэнергетического взаимодействия внешних тектонических полей напряжений с сейсмическим источником палеоземлетрясений. Блоково-очаговая природа развития структурных форм — одна из причин того, что интенсивный тектонодеформационный процесс периодически сопровождался излияниями остаточных магм, закупоривающих некоторые проводники. В таких случаях прожилково-вкрапленное оруденение контролируют вулканотектонические структуры граничных поверхностей стратифицированных толщ.

В заключение следует подчеркнуть различия пространственных соотношений в локализации вкрапленно-прожилкового и жильного оруденения, обусловленные генетическими особенностями проявления процессов рудообразования в определенных геодинамических обстановках. Такое восприятие этих соотношений представляется более обоснованным и перспективным при решении прикладных геологических задач, чем односторонние универсальные модели.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 06-05-64659.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Вартамян Г.С., Юсупова И.Ф.* Формирование трещинных зон во флюидогенерирующих толщах // Отечественная геология. 2000. № 1. С. 60–63.
2. *Гаврилов А.М., Новожилов Ю.И.* О формационной принадлежности месторождения Сухой Лог // Руды и металлы. 1997. № 2. С. 52–56.
3. *Злобина Т.М.* Моделирование структурных условий размещения руд в штокверке // Геология рудных месторождений. 1989. № 6. С. 83–94.
4. *Золотоносный* арсенопирит и условия его образования на золоторудных месторождениях Олимпиада и Ведуга (Енисейский край, Сибирь) / А.Д.Генкин, Ф.Е.Вагнер, Т.Л.Крылова и др. // Геология рудных месторождений. 2002. Т. 44. № 1. С. 59–76.
5. *Золоторудные* гиганты России и мира / М.М.Константинов, Е.М.Некрасов, А.А.Сидоров и др. — М.: Научный мир, 2000.
6. *Золоторудные* месторождения Мурунтау / Гл. ред. Т.Ш.Шаякубов. — Ташкент: ФАН АН Республики Узбекистан, 1998.
7. *Иванкин П.Ф., Назарова Н.И.* О типизации рудообразующих систем // Геология рудных месторождений. 1991. Т. 35. № 5. С. 3–12.
8. *Константинов М.М.* Провинции благородных металлов. — М.: Недра, 1991.
9. *Константинов М.М., Костин А.В., Сидоров А.А.* Геология месторождений серебра. — Якутск: Сахаполиграфиздат, 2003.

10. *Кременецкий А.А., Юшко Н.А., Максимюк И.Е.* Типоморфные и типохимические особенности кварца и пирита как критерий SEDEX-генезиса месторождения Витватерсранд (Южная Африка) // Прикладная минералогия в решении проблем прогнозирования, поисков и оценки месторождений полезных ископаемых. М., 2001.
11. *Кривцов А.И.* Характеристика рудообразующих систем — состояние проблемы // Основные проблемы рудообразования и металлогении. — М.: Наука, 1990.
12. *Многометальное (Ag, Pb, U, Cu, Bi, Zn, F) Адрасман-Канимансурское рудное поле (Таджикистан) и его рудообразующая система, I: геология, минералогия, структурные условия рудоотложения / Ю.Г.Сафонов, Н.С.Бортников, Т.М.Злобина и др. // Геология рудных месторождений. 2000. Т. 42. № 3. С. 195–211.*
13. *Многометальное (Ag, Pb, U, Cu, Bi, Zn, F) Адрасман-Канимансурское рудное поле (Таджикистан) и его рудообразующая система, II: физико-химические, геохимические и геодинамические условия развития / Ю.Г.Сафонов, Н.С.Бортников, Т.М.Злобина и др. // Геология рудных месторождений. 2000. Т. 42. № 4. С. 350–362.*
14. *Околорудные изменения пород и физико-химические условия формирования золото-кварцевого месторождения Советское (Енисейский кряж, Россия) / О.В.Русинова, В.Л.Русинов, С.С.Абрамов и др. // Геология рудных месторождений. 1999. Т. 41. № 4. С. 208–328.*
15. *Петров А.И.* Импульсно-очаговые структуры и проблемы их рудоносности. — Л.: Недра, 1988.
16. *Прокофьев В.Ю.* Геохимические особенности рудообразующих флюидов гидротермальных месторождений золота различных генетических типов. — Новосибирск: Наука, Сибирская издательская фирма РАН, 2000.
17. *Пэк А.А.* Орогенез, эрозия и гидротермальное рудообразование: гипотеза тепловой и геодинамической связи процессов // Основные проблемы рудообразования и металлогении. М., 1990.
18. *Пэк А.А., Мальковский В.И., Сафонов Ю.Г.* Континуум морфоструктур золоторудных гидротермальных полей, связанных с зонами глубокопроникающих разломов: гидротермальная система с вынужденной конвекцией флюидов // Проблемы рудной геологии, петрологии, минералогии и геохимии. М., 2004. С. 130–146.
19. *Рудообразующие процессы и системы.* — М.: Наука, 1989.
20. *Русинова О.В., Русинов В.Л.* Метасоматический процесс в рудном поле Мурунтау (Западный Узбекистан) // Геология рудных месторождений. 2003. Т. 45. № 1. С. 75–96.
21. *Сафонов Ю.Г.* Золоторудные и золотосодержащие месторождения мира — генезис и металлогенический потенциал // Геология рудных месторождений. 2003. Т. 45. № 4. С. 305–320.
22. *Сафонов Ю.Г.* Процессы образования золоторудных месторождений // Проблемы рудной геологии, петрологии, минералогии и геохимии. М., 2004. С. 99–129.
23. *Симкин Г.С.* Геологическая позиция и перспективы Советского золоторудного месторождения // Руды и металлы. 1997. № 2. С. 57–72.
24. *Томиленко А.А., Гибиер Н.А.* Особенности состава флюида в рудных и безрудных зонах Советского кварц-золоторудного месторождения, Енисейский кряж (по данным флюидных включений) // Геохимия. 2001. № 2. С. 167–177.
25. *Щеглов А.Д.* О металлогении Южно-Африканской Республики, генезисе золоторудных месторождений Витватерсранда и проблеме открытия их аналогов в России. — СПб.: ВСЕГЕИ, 1994.
26. *Hutchinson R.W., Viljoen R.P.* Reevaluation of gold source in Witwatersrand ore // S. Afr. Geol. 1988. 91 (2). P. 157–173.
27. *Phillips G.N., Hughes M.* Victorian gold: a sleeping giant // SEG. 1995. № 21. P. 1, 9–13.
28. *Sharpe E.N., and MacGeehan P.J.* Bendigo Goldfield, in Geology of the Mineral Deposits of Australia and Papua New Guinea. 1990. P. 1287–1296.