

ҚР ҰҒА-ның Ҳабарлары. Геологиялық сериясы. Известия НАН РК.
Серия геологическая. 2010. №2. С. 51–56

УДК 549.454.2 (575.3)

M. M. ФОЗИЛОВ¹

МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ В АДРАСМАН-КАНИМАН-СУРСКОМ РУДНОМ ПОЛЕ (СРЕДИННЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)

Адырасман-Канимансур кен даласындағы кенорнында минералогия зоналығының пайда болуы қарастырылады.

Рассматривается проявление минералогической зональности на месторождениях Адрасман-Канимансурского рудного поля.

Display of mineralogical zonation of deposits of the Adrasman-Kanimansursky ore field considered.

Адрасман-Канимансурское рудное поле, в пределах которого находится гигантское много-метальное месторождение Большой Канимансур, входит в состав Срединно-Тянь-Шаньской металлогенической провинции и представляет собой область распространения цветных (Pb, Zn, Cu, Bi, W, Mo), благородных (Ag, Au) и радиоактивных элементов, а также плавикового шпата [1-3 и др.]. Месторождения рудного поля (Большой Канимансур, Чукурджилга, Замбарак, Тарыэкан, Адрасман, Каптархана и др.) расположены на территории Адрасманской мульды (или кальдеры), которая находится в пределах Янгиабад-Гушсайской сквозной рудоконтролирующей зоны [4]. Общая мощность комплекса выполнения мульды составляет 2,0-2,5 км. Интервал времени развития магматизма в Адрасманском магматическом узле представляет собой длительный многоэтапный процесс и охватывает диапазон времени от среднего карбона до перми и нижнего триаса включительно.

Для выяснения особенностей распределения оруденения в вертикальном разрезе месторождений Адрасман-Канимансурского рудного поля, наиболее важное значение имеет минералогическая зональность в развитии минеральных комплексов и парагенетических ассоциаций, смена которых снизу вверх обуславливается главным образом изменением основных физико-химических параметров оруденения и их градиентов. Та-

кая зональность достаточно хорошо проявлена на месторождении Большой Канимансур (рис.1).

Месторождение Большой Канимансур. На его приповерхностной части, до глубины 200-250 метров от дневной поверхности, приурочена зона развития кварц-барит-карbonатного минерального комплекса, продукты которого локализуются преимущественно в тектонически ослабленных зонах. Этот комплекс как-бы окаймляет сверху зону развития галенит-сфалеритового комплекса, наиболее развитого на месторождении.

Галенит-сфалеритовый комплекс имеет сложную, сильно уплощенную форму и залегает субсогласно с напластованием вмещающих пород на глубинах 200-600 м. Кроме галенита и сфалерита здесь отмечаются, особенно в нижней части интервала, халькопирит, блеклая руда и другие минералы. Основное количество флюорита также сосредоточено в ореоле распространения галенит-сфалеритового комплекса, причем оно расположено в средней – нижней части интервала, тяготея к вулканитам среднего состава – андезитовым порфирам.

В пределах развития кварц-барит-карbonатного и галенит-сфалеритового минеральных комплексов находится и область распространения серебро-сульфосольного комплекса. Этот комплекс в большей своей части находится в пределах ореола галенит-сфалеритовой минеральной ассоциации и только в верхнем своем уровне

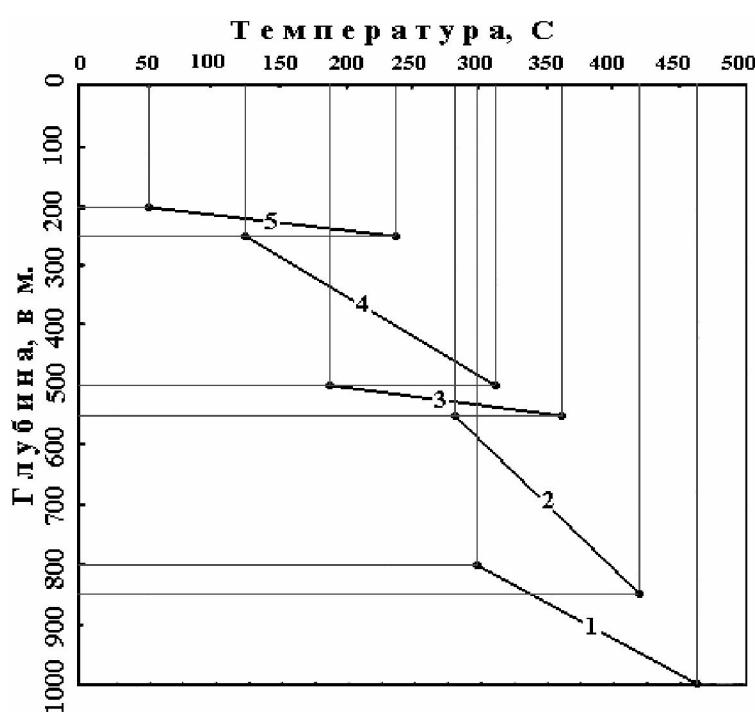


Рис. 1. Схема минералогической зональности на месторождении Большой Канимансур

1 – кварц-гематитовый; 2 – медно-висмутовый; 3 – флюорит-сульфидный;
4 – поздних сульфидов и сульфосолей; 5 – кварц-барит-карбонатный

выходит за ее границы и захватывает предел развития кварц-барит-карбонатного комплекса. В верхней части серебро-сульфосольного комплекса развита штромейерит-халькозин-галенитовая минеральная ассоциация, которая на глубине сменяется сульфосолевой. Нижняя граница распространения этого комплекса проходит примерно на глубине 500-550 м.

Рассмотренные комплексы составляют основную часть серебро-полиметаллической минерализации месторождения. Она состоит из нескольких парагенетических минеральных ассоциаций, среди которых наиболее распространеными являются кварц-сульфидная или карбонат-сульфидная (с преобладанием галенита и сфалерита) и барит-сульфидная (с резким преобладанием галенита). В нижней части зон распространения серебро-полиметаллического оруденения развита кварц-сульфидная ассоциация (глубина 350-550 м). Вверх по разрезу она сменяется флюорит-сульфидной или карбонат-сульфидной ассоциациями (200-350 м), а те, в свою очередь, барито-сульфидной парагенетической ассоциацией. Последняя локализуется в верхних частях рудных тел. Такой последовательный переход снизу

вверх одной минеральной ассоциации в другую, выраженный в постепенном изменении количественного и качественного состава жильных и рудных минералов [5], указывает на фациальную зональность или зональность отложения. Но поскольку указанные парагенетические минеральные ассоциации образованы не в течение одной стадии, то такую зональность, скорее всего, нужно увязывать со стадийным развитием процесса минерализации.

Если рассматривать не все месторождение в целом, а минералогическую зональность отдельных рудных тел, то наиболее полно проявляется она в протяженных на глубину телах, одновременно обладающих и максимальным набором рудных парагенезисов. В верхних частях таких тел из сульфидов преобладает галенит, с которым в тесной парагенетической ассоциации находятся серебряные минералы. С глубиной наблюдается постепенное увеличение содержания сфалерита, затем халькопирита. Присутствие халькопирита преимущественно на более низких интервалах рудоносной зоны объясняется меньшей устойчивостью комплексных соединений меди в зоне восстановительных процессов [6].

Мышьяковые блеклые руды сменяются сурьмяными. В соответствии с вертикальной зональностью отложения рудных компонентов находится и изменение по падению рудных тел состава сопровождающих их жильных минералов. Основное количество кварца развито в нижних уровнях, флюорита – в средних, а барита – в верхних. Нахождения барита, а также галенита в верхних частях рудных тел [6] является результатом их накопления на сульфатных барьерах, появляющихся в приповерхностной зоне, в то время как на подвижность цинка эти барьеры существенного влияния не оказывают.

Ниже уже рассмотренных минеральных комплексов в интервале глубин от 550-600 до 800-850 м, а порою и глубже, находится зона преобладающего развития айкинит-халькопиритового комплекса, внутри которого сверху вниз айкинит-галенитовый минеральный парагенезис сменяется сфалерит-халькопиритовым. Наблюдается зональность и в пределах айкинит-галенитового парагенезиса. Если в низах ореола распространения этого парагенезиса превалирует айкинит, то выше он становится неустойчивым и замещается эмпеллитом, а он в свою очередь, заменяется виттихенитом с выделениями самородного висмута вдоль спайности минерала [5]. Среди минералов айкинит-халькопиритового комплекса отмечаются также блеклая руда, арсенопирит, борнит и др. В нижней части интервала ореолов распространения этого комплекса появляется и гематитовая минерализация. Это свидетельствует о частичном наложении более молодого айкинит-халькопиритового минерального комплекса на более древний кварц-гематитовый. Частичное перекрывание ореолов распространения продуктов одних минеральных комплексов другими имеет место и в других комплексах месторождения.

Однако наиболее широкое распространение кварц-гематитовый комплекс получает на глубине 800-850 м от дневной поверхности примерно до 1000 м, и возможно ниже. Наряду с кварцем и гематитом здесь присутствуют пирит и халькопирит. Висмутовые минералы представлены чрезвычайно редкими выделениями айкинита в верхних интервалах. Из нерудных минералов в самых нижних частях зоны развития этого комплекса встречается ангидрит.

Флюорит находится в составе почти всех (за исключением кварц-гематитового) минеральных комплексов. Но основное его количество сосредоточено в нижних частях ореола развития галенит-сфалеритового минерального комплекса, тяготея к вулканитам среднего состава – андезитовым порфирам.

Таким образом, в вертикальном разрезе месторождения Большой Канимантур наблюдается последовательная смена с глубиной кварц-барит-карбонатного минерального комплекса галенит-сфалеритовым, совмещенным с серебро-сульфосольным комплексом, затем айкинит-халькопиритовым и кварц-гематитовым. Такая зональность в размещение минеральных комплексов свидетельствует об отложении их из сложного по составу многокомпонентного флюида, испытавшего при восходящих движениях многокомпонентное расслоение.

Тарыэканское месторождение характеризуется также сложной и длительной историей развития, что определило весьма сложный минеральный состав руд, представленный рядом минеральных комплексов. В пространственном размещении последних установлена определенная закономерность, обусловившая довольно четко проявленную зональность. М.М. Болдыревой и Л.М. Лурье [7] в первичных рудах Тарыэканского месторождения установили следующее закономерное размещение выделенных минеральных парагенезисов (рис.2): в нижних частях рудных тел в андезито-дацитовых порфириях развиты гематит-баритовый, кварц-айкинит-халькопиритовый и кварц-сфалерит-галенитовый минеральные парагенезисы.

Выше, на средних глубинах в области распространения кислых эфузивов наряду с широким развитием кварц-айкинит-халькопиритового минерального парагенезиса, появляются новые парагенезисы-карбонат-айкинитовый и кварц-айкинит-галенитовый. Заметно возрастает здесь роль кварц-сфалерит-галенитового и гематит-баритового парагенезисов. В верхних частях месторождения широкое развитие получают кварц-сфалерит-галенитовый и гематит-баритовый парагенезисы. Изменяется и состав кварц-айкинит-халькопиритового минерального парагенезиса, в нем увеличивается содержание галенита, а из висмутовых минералов присутствует только матильдит.

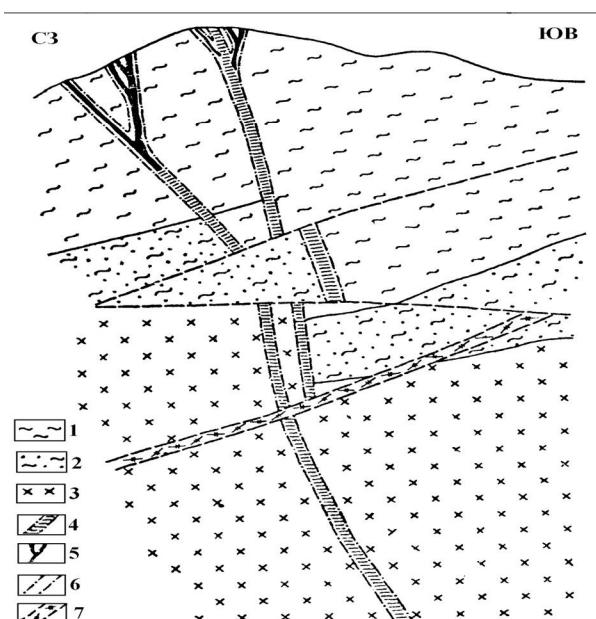


Рис.2. Схема вертикальной зональности руд месторождения Тарыэкан (М.М. Болдырева, С.М. Лурье, 1972)

1 – фельзит-порфиры; 2 – туфоловы фельзит-порфиров; 3 – андезито-дацитовые порфиры; 4 – минеральные парагенезисы медно-висмутовых руд; 5 – минеральные парагенезисы цинково-свинцовых руд; 6 – границы зоны интенсивно измененных пород; 7 – зоны нарушений

Этими же исследователями на месторождении установлена смена минеральных парагенезисов медно-висмутовых руд минеральными парагенезисами цинково-свинцовых руд по простирианию первой рудной зоны, в направлении с юга-запада на северо-восток. На участках развития цинково-свинцовых руд также получили распространение и такие парагенетические минеральные ассоциации, как карбонат-галенитовая, галенит-баритовая и флюорит-халькопирит-галенитовая. Таким образом, анализируя пространственное положение всех изученных минеральных парагенезисов М.М. Болдырева и Л.М. Лурье [7] установили вертикальную и горизонтальную зональности рудных тел на месторождении Тарыэкан. Отсутствие между выделенными минеральными парагенезисами секущих взаимоотношений, близкий характер околорудных изменений боковых пород, а также наблюдающиеся закономерные изменения состава минеральных парагенезисов позволили им отнести зональность рудных тел месторождения к типу зональности отложения, по терминологии

Ю.А.Билибина, или, согласно классификации В.И.Смирнова, к фациальной зональности.

Смена минеральных комплексов на месторождении Тарыэкан в вертикальном направлении хорошо выражена (рис.3). В приповерхностной части наряду с медно-висмутовым комплексом распространены, особенно на северо-востоке, представители серебро-свинцового комплекса. В интервале 150-350 м главная роль принадлежит медно-висмутовому комплексу, который на глубинах более 330-400 м постепенно уступает место кварц-гематитовому комплексу. Наибольший размах по вертикали получил кварц-гематитовый комплекс, минералы которого в значительных количествах встречаются от глубины 500 м до поверхности. Медно-висмутовый комплекс имеет несколько меньшее развитие. Наименьший размах имеет серебро-свинцовый комплекс, глубина его распространения не превышает 100-150 м от поверхности.

Исследованиями флюорита и некоторых других минералов из различных горизонтов месторождений Большой Канимансур и Тарыэкан выявлены и некоторые другие виды минералогической зональности, которые также могут быть использованы в прогнозных целях.

Детальным анализом кристалломорфологии флюорита выявлена смена форм его кристаллов по мере удаления от источника рудоносных гидротерм. Она выражается в нахождении на разных гипсометрических уровнях кристаллов флюорита различных габитусных типов: от нижних горизонтов месторождений к верхним, происходит смена форм кристаллов флюорита от октаэдра, через кубо-октаэдр, кубо-ромбододекаэдр к ромбододекаэдру. В единичных случаях к отмеченному ряду, в наиболее верхних частях рудных тел, прибавляется дополнительно кубическая габитусная форма. Эту закономерную эволюцию форм кристаллов флюорита можно использовать в практике для оценки уровня эрозионного среза рудных тел и прогноза оруденения на глубину.

Анализ полученных кристалломорфологических данных показывает, что изменение форм кристаллов флюорита в пространстве может быть использовано и для определения протяженности оруденения на глубину. Исходя из того, что вертикальный размах жилы обратно пропорцио-

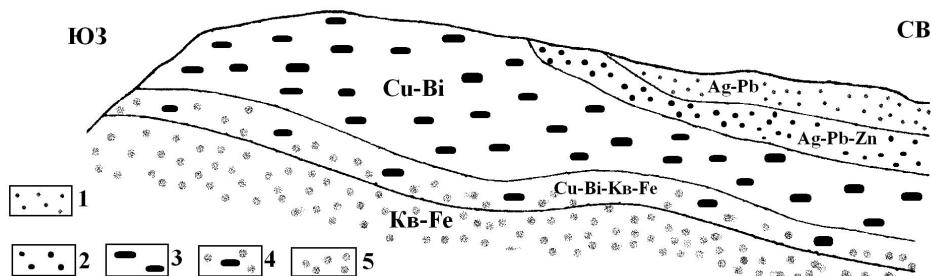


Рис.3. Вертикальная зональность на месторождении Тарыэкан (зона Рудного разлома)

1 – 5 – минеральные комплексы: 1 – серебро-свинцовый; 2 – серебро-полиметаллический; 3 – медно-висмутовый;
4 – медно-висмутовый с кварц-гематитовой минерализацией; 5 – кварц-гематитовый

нален градиенту кристалломорфологической изменчивости по вертикали, т.е. быстрая смена габитусных форм кристаллов минералов по восстанию жил свидетельствует о скором ее выклинивании на глубину, и наоборот [8]. Замедленная морфологическая изменчивость форм кристаллов по вертикали свидетельствует о значительном вертикальном размахе оруденения.

Для прогнозных целей может быть использована также достаточно четкая смена октаэдрических габитусных форм кристаллов галенита через кубо-октаэдрическую на кубическую от нижних уровней месторождений к верхним.

Изучение образцов флюорита из различных горизонтов месторождений Большой Канимансур и Тарыэкан обнаружило закономерное падение эффекта их термолюминесценции с глубиной: флюориты из нижних горизонтов термолюминесцируют слабо, из верхних – сильно. Причем, чем ближе к поверхности, тем выше этот эффект. Обнаружено также падение термолюминесценческих свойств флюорита от ранних генераций к поздним. Следовательно, эффект термолюминесценции флюорита также может быть использован при определении уровня эрозионного среза объекта, прогноза оруденения на глубину при целенаправленной постановке поисково-оценочных работ.

К одному из видов минералогической зональности также можно отнести раннее не описанный в Адрасман-Канимансурском рудном поле **сульфатно-сульфидный тип зональности**. Сущность этого типа зональности заключается в том, что в гипсометрически наиболее низких частях месторождения находится своеобразный минеральный парагенезис с сульфатом кальция –

ангидритом. Далее вверх по разрезу ассоциация минералов с ангидритом сменяется сульфидными рудами, а те, в свою очередь, минеральным парагенезисом с баритом. Последний характерен для верхних горизонтов месторождения.

Раннее отложение ангидрита можно объяснить ретроградным характером сульфата кальция, растворимость которого в отличие от других сульфатов, резко уменьшается с увеличением температуры, т.е. с глубиной. В этой связи в вертикальном разрезе в пределах единых рудообразующих систем ангидрит тяготеет к подрудным участкам, тогда как барит находится вблизи поверхности и резко выклинивается с глубиной [9]. Такая зональность отложения сульфатов сопровождается соответствующей по содержанию серы минерализацией сульфидных минералов. Глубинным ангидритовым частям системы соответствует пирит, который выше по разрезу сменяется медно-висмутовыми и цинковыми сульфидами, а к завершающему минералообразование бариту тяготеют свинцово-серебряные руды.

Поскольку при сульфатно-сульфидном типе оруденения концентрация анионной серы (сульфатной и сульфидной) уменьшается снизу вверх, возникает парадоксальная зональность отложения минералов, обратная их атомным весам [10]. Чем ближе к поверхности, тем, как правило, отлагаются минералы с более тяжелыми металлами – от кальция до бария в сульфатах и от железа до свинца и серебра в сульфидах. При этом концентрация сульфатной серы находится в зависимости от сульфидной, т.е. с уменьшением содержания сульфидной серы уменьшается количество сульфатной серы – тяжелому катиону

в сульфидах (например, свинцу) соответствует наиболее тяжелый катион в сульфатах (барий). В результате возникают сульфат-сульфидные парагенезисы, как-то ангидрит-пирит, барит-галенит и т.д., где содержание аниона серы, как в сульфидной, так и в сульфатной форме от первой пары ко второй уменьшается: от 70 % сульфатного аниона в ангидрите до 41 % в барите и соответственно от 53,4 % серы в пирите до 13,4 % в галените [10]. Как видно, в приведенных примерах сменяют друг друга с утяжелением только катионы, анионы же при этом сохраняются.

На месторождении Большой Канимансур имеет место также смена снизу вверх более легких элементов-примесей в минералах на более тяжелые. В качестве характерного примера приведем сфалерит. От нижних частей рудных зон к верхним, более легкое железо в этом минерале сменяется более тяжелым кадмием.

В соответствии с минералогической зональностью находится и изменение по падению рудных тел типов руд. Медно – висмутовые руды с серебром локализуются в нижних уровнях месторождения. Вверх, ближе к земной поверхности, сменяются на серебро-полиметаллические, а в верхних горизонтах месторождения преимущественное развитие имеют серебро-свинцовые руды.

ЛИТЕРАТУРА

1. Мацокина-Воронич Т.Н. Региональная металлогения центральной части Средней Азии. Ташкент: Фан, 1979, 267с.
2. Томсон И.Н., Кравцов В.С., Кочнева Н.Т. и др. Металлогения орогенов. М.: Недра, 1992, 272 с.
3. Баратов Р.Б., Литвиненко К. И. Важнейшие черты эндогенной металлогении Таджикистана. Докл. АН РТ, т.39, №7/8, 1996, с.10-14.
4. Потапьев В.В., Кочнева Н.Т. Признаки скрытой Янгиабад-Гушайской сквозной рудоконтролирующей зоны. В кн.: Сквозные рудоконтролирующие структуры. М.: Наука, 1989, с.150-155.
5. Лурье Л.М. Зональность окорудных метасоматитов и рудных тел трещинно-метасоматических полиметаллических месторождений Восточного Карамазара (на примере Замбарак-Тарыэканского и Карагашкотан-Канимансурского рудных полей). В сб.: Критерии рудоносности метасоматитов. Ч. 2. Алма-Ата, 1971, с. 122-126.
6. Горжевский Д.И., Голова Г.А., Исакович И.З. Рудная зональность на свинцово-цинковых месторождениях СССР. В кн.: Прогнозирование скрытого оруденения. М.: Наука, 1976, с. 184-194.
7. Болдырева М.М., Лурье Л.М. Минеральные ассоциации и зональность руд полиметаллического месторождения Тары-Экан (Восточный Карамазар). Вестник Ленинградского Университета. № 18, 1972, с. 21-29.
8. Файзиев А.Р., Исакандаров Ф.Ш. Роль кристалломорфологии флюорита в практике поисково-оценочных работ. Разведка и охрана недр, № 12, 1992, с. 13-15.
9. Бадалов С.Т. Основные источники воды и энергии и их значение в рудообразующих системах. В сб.: Термобарогеохимия эндогенных систем. Материалы междунар. симпозиума по термобарогеохимии. Душанбе, 1998, с. 34-37.
10. Бадалов С.Т. Геохимические особенности рудообразующих систем. Ташкент: Фан, 1991, 142 с.