металлогения тянь-шаня

ИЗДАТЕЛЬСТВО „ИЛИМ“
Фрунзе 1968

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОТДЕЛЕНИЕ НАУК О ЗЕМЛЕ
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
АКАДЕМИЯ НАУК КИРГИЗСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ
УПРАВЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ КИРГИЗСКОЙ ССР

353

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ТЯНЬ-ШАНЯ

Тезисы докладов
к 5-му Всесоюзному металлогеническому совещанию
июнь 1968 г.

1215



ИЗДАТЕЛЬСТВО «ИЛИМ»
Фрунзе 1968

Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Академии наук Киргизской ССР

Редакционная коллегия: академики АН Киргизской ССР *М. М. Адышев, В. М. Попов;* доктор геолого-минералогических наук *С. Д. Туровский;* кандидаты геолого-минералогических наук *У. Асаналиев, И. К. Давлетов, А. И. Денисов, В. И. Кнауф, А. А. Конюк, В. Г. Королев, В. М. Лапин, И. В. Бурыхин, Т. Джумалиев, Д. Н. Елютин, В. В. Шабалин.*

ПРЕДИСЛОВИЕ

Пятое Всесоюзное металлогеническое совещание, которое состоится в июне в г. Фрунзе, посвящается в основном металлогении Тянь-Шаня. Подобная территориальная ориентация получила живую поддержку широкой геологической общественности не только Средней Азии и Казахстана, но и других районов Советского Союза, о чем свидетельствуют тезисы более 190 заявленных докладов, отражающих как общетеоретические вопросы, так и вопросы металлогении рудных районов и металлогению отдельных полезных ископаемых. Массовость совещания, участие в нем большого количества геологов Средней Азии и Казахстана лишний раз подчеркивают его актуальность, практическую важность многогранных вопросов, связанных с металлогенией Тянь-Шаня.

Организационный комитет совещания, желая сохранить и дать возможность широко обсудить обильную, ценную и многогранную информацию, счел целесообразным включить в настоящий сборник почти все поступившие тезисы, несмотря на дискуссионность и недостаточную обоснованность ряда положений, выдвигаемых некоторыми авторами, на повторяемость ряда тезисов, на представление несколькими авторами тезисов по одному и тому же району, по одному и тому же вопросу.

Предварительное ознакомление с тезисами широкой геологической общественности и обсуждение их на совещании несомненно будут способствовать выявлению истинного состояния изученности металлогении Тянь-Шаня и дальнейшему развертыванию металлогенических исследований.

I. ОБЩИЕ ВОПРОСЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ

УДК 553.061 (042.2)

В. И. Смирнов

(МГУ)

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ИСТОЧНИКОВ РУДООБРАЗУЮЩИХ ВЕЩЕСТВ

1. На основе металлогенического анализа могут быть намечены три основные группы источников рудообразующих веществ эндогенных рудных месторождений: 1) ювенильная, связанная с подкоровой базальтовой магмой; 2) ассимиляционная, связанная с палингенной гранитной магмой земной коры; 3) фильтрационная, связанная с внемагматической циркуляцией подземных вод.

2. Для месторождений подкоровых источников характерна базальтофильная группа железа, марганца, ванадия, титана, хрома, платиноидов, меди и цинка, сосредоточенных в магматических, скарновых и колчеданных месторождениях ранней стадии геосинклинального цикла геологического развития. Им свойственна тесная связь с рудообразующими магматическими породами и постоянство состава, выдержанного для всех рудных провинций Земли. Вариации изотопов рудообразующих элементов этих месторождений ограничиваются узкими рамками, близкими к изотопическому метеоритному стандарту.

3. Для месторождений коровых источников характерна гранитофильная группа олова, вольфрама, лития, ниобия и тантала, концентрирующихся преимущественно в разнообразных постмагматических месторождениях средней и поздней стадии геосинклинального цикла. Они еще достаточно тесно связаны с рудообразующими магматическими породами, но не обладают столь повсеместно выдержанным составом. Вариации изотопов рудообразующих элементов этих месторождений колеблются в широких пределах с захватом как эндогенного, так и экзогенного полей их соотношений.

4. Примером месторождений, связанных с внемагматическими источниками рудообразующих веществ, могут служить телетермальные залежи стратиморфных месторождений свинцо-

вых руд, не имеющие видимой связи с магматическими породами и возникающие на поздней стадии геосинклинального цикла или уже в платформенный этап геологической истории. Вариации изотопов рудообразующих элементов этих месторождений имеют максимальный размах и свидетельствуют об их мобилизации из подстилающих и окружающих пород на путях циркуляции пластовых подземных вод.

5. На ранней стадии геосинклинального цикла геологического развития превалируют подкоровые базальтоидные источники рудообразования, на средней — коровые гранитоидные, на поздней стадии и в платформенный период — подкоровые, коровые и внемагматические источники, соотношения которых различны для разных провинций.

6. Могут быть намечены контрастные металлогенические зоны с эндогенными рудными месторождениями, сформированными из разных источников рудообразующих веществ. Примером могут служить: 1) эвгеосинклинальные троги и обрамляющие их глубинные разломы, отличающиеся подкоровым веществом рудных месторождений; 2) центральные геосинклинальные поднятия, выделяющиеся коровым веществом рудных месторождений; 3) платформенные чехлы с внемагматическим веществом некоторых телетермальных месторождений.

Местные источники рудообразующих веществ метаморфогенных месторождений подлежат специальному рассмотрению.

УДК 553. 065(042.2)

Ф. И. Вольфсон, И. Е. Сморчков

(ИГЕМ АН СССР)

О НЕКОТОРЫХ ПРОБЛЕМАХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В ОБЛАСТЯХ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

1. К важным проблемам металлогенических исследований относятся: а) выяснение времени формирования гидротермального оруденения в общем ходе развития тектоники и магматизма; б) генетическая связь оруденения с массивами изверженных пород; в) глубины формирования оруденения; г) влияние тектонических элементов, физико-механических свойств пород и их химического состава на локализацию гидротермального оруденения.

2. По первой из упомянутых проблем высказано в разное время несколько представлений, среди которых важнейшими являются:

а) Концепция В. Эммонса о формировании гидротермального оруденения в процессе становления гранитных батолитов, что по тектоническим условиям соответствует среднему этапу развития подвижных зон.

б) Представление С. С. Смирнова, базирующееся на данных изучения гидротермальных месторождений Восточного Забайкалья и других восточных районов СССР, согласно которому гидротермальное оруденение всех металлов, начиная от высокотемпературного и вплоть до низкотемпературного, формируется в один этап, в ряд последовательных стадий, к концу развития тектоники и магматизма каждого цикла.

в) Согласно мнению Ю. А. Билибина и большинства современных геологов специалистов в области металлогении, эндогенное оруденение формируется в течение всей истории развития подвижных зон — от начального и раннего этапов, а также в средний (синхронный с становлением батолитов), поздний и конечный.

Детальное изучение геологии гидротермальных месторождений Кара-Мазара и других районов Средней Азии, сопровождаемое массовым определением абсолютного возраста пород и минералов, показывает, что в батолитовый этап оруденение не образуется, оно формируется к концу варисского тектоно-магматического цикла, возникая позднее становления батолитов на 100 и более миллионов лет.

Такие же данные получены в Рудных горах и в других районах, они подтверждают представление, высказанное С. С. Смирновым более 20 лет тому назад, и способствуют его дальнейшему развитию.

3. Все имеющиеся к настоящему времени данные подтверждают вывод С. С. Смирнова о несостоятельности батолитовой концепции В. Эммонса по вопросу о связи эндогенного оруденения с массивами изверженных пород. В то же время на примере изучения свинцово-цинковых и редкометальных месторождений Средней Азии и других районов устанавливается, что малые интрузии, экструзии и эффузивные образования, с которыми ассоциируют многие месторождения и которые по геологическим данным имеют близкий возраст с оруденением, в действительности оторваны от процесса рудообразования на многие десятки миллионов лет. Все эти образования и оруденение связаны между собой общностью магматического очага, и эта общность подтверждается качественным составом элементов

примесей и фактом увеличения кларкового содержания ряда металлов в самых поздних интрузивных фазах.

Собранные данные позволяют заключить, что все эндогенное оруденение формируется в поздние стадии эволюции магматического очага, путем поступления все новых и новых порций растворов разного состава из различных глубинных уровней апикальной части остывающего магматического очага, что подтверждает на новых материалах вывод С. С. Смирнова и А. В. Королева по данному вопросу. Вместе с тем наблюдаемое блоковое строение главнейших рудоносных районов и проявленная в связи с этим региональная зональность указывают на важную роль эволюции магматического очага во всей истории геологического развития рудоносных территорий.

4. Все новейшие исследования, проведенные в Средней Азии и других рудных районах, подтверждают опубликованные данные, что все эндогенное оруденение формируется на средней глубине, составляющей около 1000 *м* от дневной поверхности, существовавшей в период минерализации (от 500 до 1500 *м*), а общий вертикальный размах оруденения, обусловливающий высоту критической рудоносной зоны земной коры, в пределах которой концентрируется гидротермальное оруденение, не превышает 2000—3500 *м*.

5. В связи с блоковым строением рудоносных территорий региональная зональность, вызванная последовательным поступлением растворов из магматического очага, определяется также жесткостью основания каждого блока, отделенного разрывными нарушениями, его относительной деформированностью и развитием в составе слагающих его толщ пород с резко различными физико-механическими свойствами. В мощных толщах интрагеосинклинальных зон, в которых отсутствуют интрузивные образования и фундамент находится на больших глубинах, оруденение вовсе не формируется. Благоприятными для локализации оруденения являются слоистые толщи, представленные часто переслаивающимися пачками пород, обладающими различными, резко контрастными физико-механическими константами, и особенно когда они включают горизонты пород, обладающих восстановительными свойствами. При этом условия локализации оруденения и морфология рудных тел определяются формированием оруденения в различных структурных этажах и ярусах (Вольфсон, Лукин, 1965).

Подводя итоги, приходим к заключению, что рассмотренные выше проблемы являются важнейшими теоретическими основами металлогенических исследований. В каждом отдельном случае, анализируя историю геологического развития территории, исследователи, работающие над составлением прогнозных

карт, должны учитывать приведенные данные, которые несомненно будут способствовать выделению перспективных площадей под глубинные поиски.

УДК 553.061 : 552.3 (042.2)

С. Д. Туровский, И. В. Носырев
(Институт геологии АН Киргизской ССР, ВНИИСИМС)

ТИПЫ СВЯЗИ РУДНЫХ ПРОЦЕССОВ С ГРАНИТОИДНЫМ МАГМАТИЗМОМ

Интрузивный (или в более широком охвате — магматический) комплекс — основная геологическая единица магматической (вернее, магматогенной) деятельности в истории развития любого геологически самостоятельного региона. Он, являясь продуктом сложной, но в то же время неразрывной взаимосвязи тектонических процессов и процессов магматической дифференциации, имеет закономерное строение и последовательность формирования. Вначале происходит последовательное внедрение значительных магматических масс, образующих крупные тела. Это так называемые главные интрузивные фазы. В большинстве изученных комплексов их по три, но встречаются комплексы с четырьмя и даже с пятью главными интрузивными фазами. Ранние фазы отличаются наиболее основным составом расплавов, а поздние — наиболее кислым.

С каждым из подобных интрузивов связана серия дайковых пород, включающая аплиты, аплит-пегматиты и другие им подобные образования. В. С. Коптев-Дворников называет их дайками первого этапа. Мы предлагаем называть их жильным сопровождением интрузии.

После главных интрузивных фаз происходит внедрение малых по объему, но пестрых по составу расплавов, дающих начало другой серии дайковых пород, которые В. С. Коптев-Дворников называет дайками второго этапа. Мы, присоединяясь к определению М. А. Фаворской, Ф. К. Шипулина, предлагаем называть их малыми интрузиями. Период внедрения малых интрузий мы выделяем в самостоятельную фазу. Она обычно делится на две подфазы. В большинстве наблюдаемых нами случаев ранняя подфаза представлена кислыми продуктами: гранит-порфирами, гранофирами, мелкозернистыми порфировидными гранитами, гранодиорит-порфирами, граносиенит-порфирами, фельзитами и другими их аналогами. В позднюю

подфазу образуются разнообразные лампрофиры и порфириты.

Рудная минерализация, связанная с формированием любого гранитоидного интрузивного комплекса, достаточно разнообразна. По положению в комплексе нами она делится на следующие три основные группы:

1. *Позднеинтрузивная группа.* Это рудопроявления и минерализованные участки, которые образуются в процессе становления конкретных интрузий. Сюда относятся разнообразные пегматиты, зоны автометасоматической переработки, контактовые роговики, ранние магнезиальные скарны, альбититы и другие образования. Обычно они не представляют практического интереса, однако в некоторых случаях служат крупными источниками пьезо-кварца, драгоценных камней, крупночешуйчатого графита, полевошпатового сырья, слюды, тантала и некоторых других видов минерального сырья.

Таким образом, позднеинтрузивные процессы минералообразования протекают параллельно с кристаллизацией расплава конкретно взятой интрузии и имеют с последней прямую генетическую связь. Минералообразующие среды представляют собой или остаточные эвтектоидные расплавы, обособляющиеся при кристаллизации отдельных фациальных разновидностей пород формирующегося массива, или газообразные магматические дистилляты. По своей природе они обычно обеднены рудными, особенно халькофильными компонентами, парами воды («сухие» газы), имеют высокие околомагматические температуры и щелочную реакцию.

2. *Послеинтрузивная группа.* Почти с каждой фазой, а особенно с конечными, связаны рудопроявления, формирующиеся после завершения магматического состояния интрузивной камеры, значительно позднее формирования даек жильного сопровождения. Рудопроявления относятся к высокотемпературным редкометальным формациям: рудные преимущественно известковые скарны, грейзены, апограниты, кварцево-редкометальные жилы и некоторые другие. Они нередко представляют большой практический интерес и являются крупными источниками вольфрама, олова, молибдена, ниобия и других компонентов.

Следовательно, послеинтрузивные процессы минералообразования начинаются после раскристаллизации расплава. Они как бы завершают магматогенную жизнь интрузивной камеры и обязаны тем летучим и рудным компонентам, которые накопились к этому времени в ее корневой части. Это остаточные, высокотемпературные газо-парообразные, надкритические растворы, насыщенные различными минерализаторами и рудны-

ми элементами, имеющие кислый характер. Они недонасыщены щелочами и очень обогащены летучими кислотными компонентами. Эти процессы имеют прямую генетическую связь с конкретными интрузивными телами.

3. *Послемагматическая группа.* В каждом интрузивном комплексе выделяются месторождения, формирующиеся, в период и после внедрения и становления малых интрузий, которые как бы завершают магматогенную жизнь родоначального источника всего комплекса, и берут начало не из интрузивных камер отдельных фаз, а из остаточной части того глубинного источника, из которого ранее отделились все главные интрузивные фазы. Таким образом, с изверженными породами комплекса они имеют парагенную связь. Эти послемагматические процессы дают начало многочисленным месторождениям разнообразных полезных ископаемых. Можно безошибочно утверждать, что практически наиболее интересная золоторудная, оловорудная, сульфидная минерализация обязана своим происхождением послемагматической рудной деятельности. Наиболее характерной чертой этих месторождений является развитие в них разнообразных сульфидов и сульфосолей.

Необходимо отметить, что как и сама фаза малых интрузий делится на две подфазы, так и группа послемагматических рудных процессов может быть подразделена на две подгруппы. Одна из них следует сразу же после внедрения кислых даек, вторая — после внедрения основных даек. Первая подгруппа дает начало скарноподобным образованиям с золотом, медью и волластонитом или с полиметаллами, зонам турмалинизации с касситеритом, висмутом, мышьяком; кварц-золоторудным жилам, касситерит-сульфидным формациям и другим типам. Вторая подгруппа дает начало многочисленным полиметаллическим, редкометально-полиметаллическим, свинцово-цинковым и свинцовым месторождениям.

Рудообразующие среды представляют собой существенно водно-жидкие растворы, насыщенные разнообразными рудными элементами, серой, хлором, натрием, углекислотой. Они имеют сравнительно низкие температуры и щелочную реакцию.

Таким образом, рудные процессы по отношению к интрузивным производным гранитоидного комплекса имеют три типа связи: прямую генетическую (позднеинтрузивная группа), генетическую (послеинтрузивная группа) и парагенетическую (послемагматическая группа).

УДК 553.061(042.2).

П. Ф. Иванкин
(СНИИГГИМС)

О ПОНЯТИИ РУДНОГО ПОЛЯ, ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ МОРФОЛОГИИ И ГЛУБИННОСТИ ТИПОВЫХ РУДНЫХ ПОЛЕЙ

1. Исследователи рудных месторождений располагают огромными опытными данными и разработанной теорией о формах, размерах и зональности рудных тел, поскольку последние являлись объектами изучения и эксплуатации на протяжении веков. В сороковых годах благодаря прогрессу металлогенических исследований советскими учеными было введено в науку понятие о рудном поле. За четверть века в изучении проблемы рудного поля достигнуты большие успехи, однако они связаны главным образом с исследованиями структурного направления, представляющими лишь определенный этап в решении проблемы. Успехи теории и практика массовой разведки рудных полей на большую глубину ставят новые задачи. Одна из них состоит в конкретизации объекта исследования как определенного естественного природного тела, так как только такие тела, говоря словами В. И. Вернадского, изучаются натуралистом реально, будь то геолог, физик или математик.

2. При сравнительном изучении нескольких десятков разведанных магматогенных рудных полей из разных регионов Союза — медноколчеданных, полиметаллических, кварцево-жильных золоторудных, скарново-железорудных — автор ставил целью выяснение следующих вопросов: существуют ли закономерности морфологии рудных полей как трехмерных геологических (металлогенических) систем; каковы основные типы фигур (пространств) рудных полей, их симметрия и наклон к горизонту; каковы закономерности поведения рудных полей на глубину; в какой мере закономерности пространственного сонахождения рудных тел (рудных участков, месторождений) определяются влиянием факторов внешней геологической среды и тектоники и в какой мере они зависят от самих магматогенных флюидов, образующих восходящие потоки в гипабиссальной зоне земной коры.

3. Среди изученных гидротермальных рудных полей выделены: бескорневые (ореольные), многокорневые и однокорневые. Последние особенно широко распространены. По типам фигур они подразделены на конические, плоские и комбиниро-

ванные. Различаются они по объективным количественным параметрам: коэффициентам уплощенности (линейности) и вертикальной протяженности. Коэффициенты эти в самой общей форме выражают влияние план-параллельных анизотропий и динамики геологической среды на морфологию восходящего потока флюидов, а также косвенно характеризуют условия глубинности рудоотложения. Для характеристики вертикальной асимметрии рудных полей введены также понятия фронтальной, прифронтальной, прикорневой и корневой частей рудного поля. По признаку горизонтальной асимметрии различаются: двусторонние симметричные и асимметричные, а также различные односторонние рудные поля, многие из которых имеют весьма пологую ориентировку в пространстве и отнюдь не могут рассматриваться как образованные «вертикально восходящими растворами».

4. Изучение показало, что проблема морфогенеза рудного поля не может быть решена только с позиций структурно-тектонического и литохимического контроля рудоотложения. Она предполагает также учет термодинамических особенностей глубинных газированных жидкостей, свойства которых (судя по обобщению экспериментальных данных) сильно меняются при направленной к поверхности их миграции и зависят от температур, давлений и расстояния от исходной точки движения жидкостей. В условиях глубин, где формируется главная масса магматогенных рудных полей, газированные магмы и флюиды представляют собой весьма энергонасыщенные системы, испытывающие фазовые расслоения и превращения. Последние направлены в сторону общего уменьшения плотности (и увеличения объема) систем. Эти изменения нарастают по мере поступательного движения флюидов и в определенных условиях приобретают даже взрывообразный характер. Поэтому поток магматогенных флюидов не пассивно вкладывается в геологические структуры, а активно с ними взаимодействует в физико-механическом отношении, видоизменяя их. В известном смысле это саморазвивающийся термогидродинамический поток, так как объем его и количество фаз является функцией расстояния и времени. Геометрические свойства пространства, которое завоевывает такой поток (т. е. фигура рудного поля), определяются термодинамическими свойствами флюидов, проявляющимися через взаимодействие с геологическими структурами. Следствием этого являются: определенные для данных условий количественные отношения, например, между горизонтальными и вертикальными размерами рудных полей; определенная вертикальная асимметрия рудных полей, выражающаяся в том, что глубинные их части принципиально не могут быть

повторены (и не повторяются) в более верхних частях ни в отношении морфологии, ни в отношении геохимической зональности (стадийности); естественный отбор флюидами среди многочисленных потенциально возможных структурных элементов только таких, которые максимально согласуются с тенденциями саморазвития потока флюидов, и др.

5. Морфогенетический анализ рудных полей позволяет сделать вывод, что господствовавший в прошлом «структурный аспект» в их изучении должен закономерно перерасти в синтез петролого-геохимического, термодинамического и геолого-структурного направлений.

УДК 551.24:553.0(042.2)

И. Н. Томсон, М. А. Фаворская

(ИГЕМ АН СССР)

РУДОКОНЦЕНТРИРУЮЩИЕ СТРУКТУРЫ КАК ОСНОВНОЙ ФАКТОР ОБРАЗОВАНИЯ КРУПНЫХ РУДНЫХ ОБЪЕКТОВ

1. При металлогеническом районировании обычно выделяются площади развития однотипной минерализации, которые в большинстве случаев располагаются согласно со складчатыми структурами. Однако в пределах намечаемых подобным образом металлогенических зон крупные промышленные рудные объекты располагаются спорадически.

2. Если воспользоваться другим приемом и при металлогеническом районировании (хорошо изученных территорий) оконтуривать площади по признаку различной концентрации проявлений минерализации независимо от их состава, то во многих случаях можно обнаружить линейно-вытянутые пояса концентрации месторождений, занимающие секущее положение по отношению к металлогеническим зонам.

3. Проведенные авторами исследования на территории Забайкалья, Приморья, Армении и Камчатки позволили установить, что упомянутые выше зоны концентрации оруденения контролируются глубинными структурами «сквозного» типа в отличие от «согласных» металлогенических зон, характеризующихся однотипной минерализацией, которые контролируются менее глубинными структурами земной коры. Последние мы именуем рудопроводящими.

4. Сквозные рудоконцентрирующие структуры представляют собой линейные вытянутые системы блоков, ограничен-

ных скрытыми разломами фундамента, которые на территории Приморья секут границу континента и океана и достигают ширины 30 *км*.

5. Как уже упоминалось, в отличие от рудопроводящих структуры описываемого типа контролируют размещение различного по своему характеру оруденения. Однако важнейшей особенностью является сосредоточенность в их пределах наиболее крупных, имеющих промышленное значение рудных объектов. Наряду с этим они, как правило, имеют свою специфическую геохимическую характеристику. Весьма вероятно, что глубинные эманации являются важным фактором концентрации оруденения.

6. Крупные, имеющие промышленное значение, рудные объекты размещаются в узлах пересечения рудопроводящих и рудоконцентрирующих структур и образуются в условиях «интерференции» разноглубинных процессов, имеющих своим источником различные оболочки Земли.

7. Уже в настоящее время можно предложить ряд методических рекомендаций, позволяющих выявлять и прослеживать структуры рудоконцентрирующего типа. В основе этих рекомендаций лежит изучение комплекса различных как геологических, так и геохимических аномалий, сопровождающих проявление на поверхности сквозных рудоконцентрирующих структур. Подобные аномалии могут иметь собственно структурный характер (зоны повышенной трещиноватости, флексурообразные изгибы слоев и т. п.), проявляться в фациальных особенностях толщ (линейные зоны конгломератов, рифовых известняков и т. п.) или характеризоваться особенностями размещения магматических продуктов. Наконец, важнейшее значение имеют геохимические аномалии, проявляющиеся в повышенных против регионального кларка содержаниях некоторых, по преимуществу легко летучих компонентов.

По имеющимся предварительным данным, месторождения в пределах рудоконцентрирующих структур могут характеризоваться также аномальным для данного региона изотопным составом свинца.

Одним из очень существенных методов выявления рудоконцентрирующих структур является морфометрический анализ неотектоники, позволяющий в сочетании с анализом геологических карт и карт полезных ископаемых выявить длительно живущие сквозные структуры, имеющие рудоконцентрирующее значение.

8. Все сказанное может послужить основой для разработки нового подхода к локальному металлогеническому прогнози-

1215

рованию, имеющего целью выявление крупных промышленно-интересных рудных объектов.

УДК 553.061:552.311/.313(042.2)

П. М. Хренов, А. С. Калинин, А. А. Бухаров, И. В. Гордиенко, М. П. Лобанов

(Институт земной коры СО АН СССР)

ОСОБЕННОСТИ ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ПРОВИНЦИИ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ

1. При региональном металлогеническом анализе обычно исходят из стадийного развития двух основных категорий тектонических структур—складчатых поясов и платформ. В последнее время появились исследования, указывающие на необходимость выделения третьего структурного элемента земной коры — зон тектоно-магматической активизации (эпигонали, структуры дива, орогенные области и т. д.). Наиболее характерным морфологическим типом нового структурного элемента являются вулкано-плутонические пояса, имеющие специфические вулкано-тектонические структуры и определенный состав преимущественно континентальных осадочных и магматических формаций. Они известны во всей послеархейской истории континентов: дорифейские — Прибайкальский, Учуро-Майский; девонские — Центрально-Казахстанский, Саянский, Кызыл-Кумско-Кураминский; пермские — грабен Осло и др.; мезозойские — Западно-Забайкальский, Станового нагорья, Охотско-Чукотский, Катазиатский и др.; кайнозойские — Байкало-Алданский, Восточно-Африканский и др.

2. Особенности металлогении вулкано-плутонических поясов обусловлены общими закономерностями развития земной коры, в силу которых характер и масштабы тектоно-магматической деятельности определяют формирование тех или иных рудных формаций. В этом отношении некоторые металлогенические черты вулкано-плутонических поясов близки к таковым для поздних стадий развития геосинклинальных зон, что связано со сходными условиями распределения и концентрации рудных компонентов в обстановке консолидированного фундамента, широкого развития разрывных нарушений и преобладающего кислого магматизма . Вместе с тем намечаются и ясные различия в типах эндогенного оруденения вулканических поясов, складчатых зон и платформ.

3. Поскольку формирование вулкано-плутонических поясов происходит в различных геологических условиях, выделяется ряд факторов, определяющих как сам облик пояса, так и его металлогению: пространственное и генетическое соотношения с предшествующими структурными элементами земной коры, составом, характером и степенью консолидации фундамента, количественным соотношением эффузивных и интрузивных формаций. В зависимости от этих факторов можно выделить различные типы вулкано-плутонических поясов. Ниже рассматриваются три типичных пояса юга Восточной Сибири: Северо-Байкальский, Западно-Забайкальский и Саянский.

4. Северо-Байкальский вулкано-плутонический пояс был заложен в среднем протерозое непосредственно в зоне краевого шва древней Сибирской платформы и складчатой нижнепротерозойской зоны и формировался в условиях значительных дифференциальных вертикальных движений, что обусловило его четкую лентовидную в плане форму и большую мощность осадочно-вулканогенных отложений. Эндогенное оруденение здесь связано с широко распространенными гипабиссальными трещинными интрузивными и субвулканическими образованиями и формировалось на фоне окварцевания, микроклинизации, эпидотизации, серицитизации и хлоритизации вмещающих пород, а также сопровождалось развитием пропилитов и вторичных кварцитов. Наиболее типичные рудные компоненты — молибден, медь, полиметаллы.

5. Мезозойский Западно-Забайкальский пояс в отличие от предыдущего менее четко выражен морфологически в связи с заложением на резко гетерогенном фундаменте, консолидированном раннекаледонскими и варисскими движениями. Преобладание брахискладчатых и глыбовых дислокаций вызвало появление в верхних горизонтах земной коры большого количества различно ориентированных зон и разрывных нарушений, контролирующих магматические и послемагматические рудные процессы. С кислыми гранитоидами здесь связаны олово, вольфрам, молибден, фтор и др. Наиболее типичные околорудные изменения — грейзенизация, калишпатизация и альбитизация.

6. В пределах Саянского вулкано-плутонического пояса активизация сопровождалась резкой дифференциацией магм в генерированных магматических очагах и становлением кислых, основных и ультращелочных пород с резким уклоном в сторону щелочных составов. Специфика магматической деятельности обусловила и своеобразие металлогении пояса, и широкое развитие контактово-метасоматических процессов и сульфидных минералов. По ряду признаков в качестве аналогов

Саянского вулканического пояса можно рассматривать грабен Осло и некоторые другие структуры континентов.

7. Таким образом, металлогенические особенности вулкано-плутонических поясов, как это видно на примере юга Восточной Сибири, зависят от условий и характера процессов активизации земной коры. Представляется, что в пределах поясов целесообразно выделять самостоятельные металлогенические провинции, а внутри их — структурно-металлогенические зоны, отличающиеся спецификой эндогенного оруденения.

Металлогенические провинции вулкано-плутонических поясов (зон тектоно-магматической активизации) должны найти отражение на металлогенических картах всех масштабов.

УДК 553.061.12(042.2)

А. К. Каюпов

(Институт геологических наук АН Казахской ССР)

РОЛЬ ГЛУБИННЫХ СЛОЕВ ЗЕМНОЙ КОРЫ В МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ НА ПРИМЕРЕ АЛТАЙСКОЙ РУДНОЙ ПРОВИНЦИИ

1. Алтайская рудная провинция, возникшая на месте Зайсанской средне-верхнепалеозойской геосинклинальной складчатой системы, является регионом с ярко проявленной горизонтальной макрозональностью в размещении разнотипных эндогенных месторождений и генетически родственных с ними магматических формаций в виде рудных поясов — структурно-формационных и металлогенических зон С—З простирания. Границами их служат региональные разломы глубокого заложения и длительного развития.

2. В геологической эволюции провинции намечаются две тенденции развития. Одна из них выражается в изменении состава магматических (вулканических, плутонических) и металлогенических проявлений во времени от «фемического» к «сиалическому» профилю, вторая — в расчленении ее глубинными разломами на ряд геотектонических блоков, в строении которых, видимо, участвуют глубинные слои земной коры и часть верхней мантии. В определенной причинной связи со второй тенденцией развития находится параллельное, но пространственно обособленное проявление фемического и сиалического профилей магматизма и металлогении.

3. Геотектонические блоки и соответствующие им структурно-формационные и металлогенические зоны развивались

не однотипно: одни из них испытывали тенденцию к преимущественному воздыманию, другие — к погружению. Это отразилось в строении и составе осадочных, магматических и рудных формаций каждой из зон.

4. Поверхность Мохоровичича в пределах провинции плавно погружается на юго-восток и восток. Субпараллельно линии погружения этой поверхности на уровнях геофизически устанавливаемых «базальтового» и «гранитного» слоев земной коры выявлена серия относительно положительных и отрицательных гравимагнитных аномалий, которые пространственно совпадают с соответствующими геотектоническими блоками северо-западного простирания.

5. Структурно-формационные и металлогенические пояса разделяются на два типа: пояса с фемическим профилем и пояса с сиалическим профилем магматизма и эндогенного оруденения. Пояса первого типа характеризуются относительно более высоким уровнем положения слоев земной коры, положительными значениями гравимагнитных аномалий, базальтоидным профилем магматизма и средне- и низкотемпературным золото-медно-серноколчеданно-полиметаллическим составом эндогенного оруденения. Для поясов второго типа характерны в общем отрицательные гравимагнитные аномалии, гранитоидный магматизм, редкометальное оруденение.

Фемический и сиалический профили магматизма и металлогении проявлялись в геотектонических блоках, испытавших в своем развитии соответственно относительное воздымание и погружение.

6. Геофизические слои («гранитный», «базальтовый») земной коры — продукты длительной дифференциации мантийного вещества и радиальной миграции химических элементов и являют собой петрологически и металлогенически специализированную «первичную дифференционную колонку», положение которой в разных геотектонических поясах различно: выше — в приподнятых, ниже — в опущенных блоках. Допуская одинаковые глубины магмообразования, следует считать, что очаги магм в приподнятых и опущенных блоках возникают соответственно в «базальтовом» и «гранитном» слоях, чем и определяются фемический и сиалический профили магматизма и металлогении.

УДК 551.240:553.0(042.2)

Е. М. Головин
(САИГИМС)

ЗАКОНОМЕРНО-МИГРАЦИОННЫЙ ХАРАКТЕР ТЕКТОГЕНЕЗА И ЕГО ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ МЕТАЛЛОГЕНИИ

1. Конкретное выражение закономерная миграция фанерозойского тектогенезиса во времени и пространстве получила в зональном размещении геологических формаций в различных складчатых поясах земного шара (Наливкин, 1928; Попов, 1938; Хаин, 1964; Щеглов, 1966).

2. Тектоно-магматическая деятельность (ТМД) рассматривается как прерывно-непрерывный (пульсирующий) центробежно направленный относительно фигуры Земли процесс (Коржинский, 1967; Кузнецов, 1964). Она обнаруживает, кроме центробежной миграции, и одновременные закономерные тангециально-поступательные смещения в геоструктурном и структурно-тектоническом планах. Центробежный и тангенциально-поступательный типы миграций распадаются на подтипы: по времени — на мегациклический, циклический и т. д.; относительно тектонических структур — радиально-флексурный (по А. А. Полканову); по направленности в геоструктурах — поступательный и возвратно-поступательный.

3. Главная особенность мегациклической центробежной миграции ТМД состоит в повторяемости в каждом последующем цикле (каледонском, герцинском и т. д.) проявлений, идентичных в формационном, фациальном и других отношениях интрузивных комплексов главным образом батолитовых этапов. При этом в силу постоянно действующего фактора тангенциальной миграции ТМД размещение этих комплексов получало закономерно зональный характер от геоструктур ранней консолидации в сторону все более молодых геоструктур (Средняя Азия, Забайкалье, Дальний Восток и другие регионы).

4. Флексурная миграция ТМД отчетливо выражена в закономерном размещении интрузивных комплексов той или иной серии в единых радиальных флексурах или в разобщенных элементах этих структур: начальные комплексы — в опущенных (синклинальных) крыльях, ранние — в шарнирах, средние — в поднятых (антиклинальных) крыльях, поздние и конечные — снова в шарнирах и опущенных крыльях флексур. Устанавливаются: а) нисходяще-восходяще-нисходящий в структурном плане характер циклов ТМД и в том числе минерализаций;

б) генеральное значение шарнирных разломов как выводных каналов и мест локализации эндогенных образований; в) регулирующее значение режима «сжатие—растяжение» земной коры в указанной схеме развития ТМД.

5. Циклическая тангенциальная миграция ТМД в геоструктурах имеет поперечную и продольную направленность, достигая полного развития, в частности, в геосинклинальных системах. Поперечная миграция развивается в стороны от зон сопряжения по глубинным разломам таких антипоидальных геоструктур, как геосинклинальные системы и срединные массивы. Распространение ТМД вглубь геосинклинальных систем носит волнообразный характер, что выражается в зональном размещении в этих системах магматических и рудных формаций соответствующих этапов и стадий процесса.

В случаях встречной направленности мега- и циклической миграций последняя получает возвратно-поступательный характер, и тогда ТМД цикла только в поздние стадии батолитового этапа достигает тыловых районов геосинклинальных систем. Постбатолитовые этапы процесса в этих случаях последовательно возвращаются к зоне сопряжения геоструктур, где проявляется телескопирование магматических и рудных формаций различных этапов и стадий (Кара-Мазар). В случаях параллельной направленности мега- и циклической миграций развитие последней, во-первых, как бы ускоряется и, во-вторых, она приобретает главным образом поступательный характер (Нуратау-Алайская подзона в Средней Азии).

Аналогичным образом развиваются и продольные миграции циклов и этапов ТМД. В Средней Азии для герцинского цикла характерной была восточная направленность этой миграции. Однако и она имела возвратно-поступательный характер.

УДК [553.061.17:550.40](042.2)

Ю. Г. Щербаков

(Институт геологии и геофизики СО АН СССР)

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РАЗМЕЩЕНИЯ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

1. Глубинное расщепление и дифференциация первоначально гомогенного метеоритного вещества Земли связано с различием строения и свойств атомов, а в результате с преобладанием у одних элементов центростремительных тенденций, у

других — центробежных. Центробежность элементов каждого периода менделеевской системы вначале понижается, затем более резко возрастает. У металлов изовалентных подгрупп она обнаруживает обратнопропорциональную зависимость от потенциалов ионизации.

2. Содержание центростремительных элементов в метеоритах (C_m) выше, чем в легкоплавкой базальтоидной фракции (C_v) и в коре континентов (C_c), т. е. $C_m < C_v > C_c$. Минимально-центробежные элементы ($C_m < C_v > C_c$) более всего накапливаются в базальтоидах и в коре океанического типа; центробежные ($C_v < C_c$) — в континентальной, особенно в миогеосинклиналях; максимально-центробежные еще более — в атмосфере и (или) гидросфере.

3. Доля массы центробежных элементов в коре континентов выше, чем доля перемытого и переотложенного вещества коры от всей массы Земли. Для большинства малых элементов эта доля составляет десятки процентов от общей массы их в Земле. Следовательно, вынос этих элементов из недр планеты на ее поверхность осуществляется сквозьмагматическими растворами. Область их выноса — зоны активного вулканизма.

4. С альпинотипными гипербазитами связаны месторождения только центростремительных элементов: Cr, Pt, Os, Ir, Ni, Co, Fe, Au, Mg.

5. С базальтоидами и в наиболее общем случае с гранитоидами эвгеосинклиналей связаны месторождения элементов из числа центростремительных и минимально-центробежных: Sc, Ti, V, Cu, Zn, Ag.

6. С гранитоидами типично миогеосинклинальных структурно-формационных зон связаны месторождения главным образом центробежных элементов: W, Mo, Sn, Ta, Nb и др.

7. Устанавливается приуроченность эндогенных месторождений центробежных элементов к областям их повышенной дорудной концентрации в осадочных породах, а не к участкам их выноса из подкоровых глубин. Это свидетельствует о том, что эндогенные месторождения своим образованием обязаны магматической или метасоматической дифференциации в участках повышенной концентрации соответствующих элементов, а не прямому воздействию сквозь магматических растворов.

УДК 553.0 : 551.24 (042.2)

Г. И. Князев, Р. С. Сейфуллин

(Группа отделов ИМР, Днепропетровск)

ЗАМКНУТЫЕ РУДНЫЕ ПОЯСА

По мере детализации геологических и тектонических карт все отчетливее вырисовывается складчато-глыбовое строение многих рудных провинций. Более того, теперь уже становится очевидным, что складчато-глыбовое строение по сути дела характерно для всей земной коры (Пейве, 1961).

Расшифровка складчато-глыбовых структур приобретает первостепенное значение для металлогенического анализа, так как только таким путем представляется возможным учесть влияние глыбовых дислокаций на пространственное размещение оруденения. Дело в том, что в областях со складчато-глыбовым строением эндогенное оруденение концентрируется преимущественно в межглыбовых зонах, что обусловливает появление замкнутых рудных поясов.

Замкнутые рудные пояса особенно характерны для рудных провинций, испытавших в постгеосинклинальный этап развития интенсивные складчато-глыбовые дислокации, сопровождавшиеся интрузивным и эффузивным магматизмом. Типичным примером таких областей может служить Восточное Забайкалье, где рудоконтролирующее влияние консолидированных массивов и окаймляющих их мобильных поясов проявилось особенно ярко (Князев, 1957, 1965).

Восточное Забайкалье претерпело исключительно напряженные складчато-глыбовые дислокации в мезозое, когда образовалось подавляющее большинство полиметаллических, золоторудных, молибденовых, оловянных, вольфрамовых, редкометальных и других эндогеннных месторождений. Анализ закономерностей размещения оруденения показывает, что рудные узлы локализованы преимущественно в юрских мобильных поясах, окаймляющих консолидированные массивы. С помощью оконтуривания консолидированных массивов в Восточном Забайкалье выявлено более десяти замкнутых рудных поясов. Концентрация эндогенного оруденения в замкнутых рудных поясах — одна из ведущих закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых в Восточном Забайкалье. Мобильные пояса, обрамляющие консолидированные и срединные массивы, отличаются повышенной проницаемостью для магм и постмагматических выделений. Именно

в этом состоит главная причина преимущественной приуроченности к ним эндогенных месторождений.

Выявлены замкнутые рудные пояса и в других районах. Чаще всего они приурочены к мобильным поясам, окаймляющим консолидированные и срединные массивы в пределах молодых складчатых областей (Колымский, Паинонский,Трансильванский массивы, плато Колорадо и Колумбия). В последние годы выделены замкнутые рудные пояса также в докембрийских щитах на периферии куполовидных инфраструктур — аналогов консолидированных массивов в молодых складчатых областях. В частности, оконтурено несколько замкнутых рудных поясов в пределах Украинского щита, в Среднем Приднепровье.

Рассматриваемый район охватывает Криворожско-Кременчугскую и частично Базавлукскую структурно-фациальные зоны района Среднего Приднепровья. Подмечено, что наиболее обширные выходы докембрийских эффузивно-осадочных толщ в региональном структурном плане составляют подковообразный пояс (Криворожско-Ингулецкий, Чертомлыкский, Софиевский районы), замыкающийся на севере цепочкой даек ультрабазитов (в пределах Девладовской зоны близширотных разломов). Этот пояс соответствует наиболее прогнутым (осевым) частям геосинклинальных прогибов архея—протерозоя. Во внутренней части его расположен Саксаганский консолидированный массив, соответствующий Саксаганскому мигматито-гранитному куполу. В мобильном поясе, обрамляющем Саксаганский консолидированный массив, сосредоточены многочисленные месторождения и рудопроявления полезных ископаемых. В западном близмеридиональном сегменте замкнутого рудного пояса сконцентрированы месторождения Криворожского железорудного бассейна, а также отмечены повышенные концентрации циркония, сульфидные рудопроявления меди, свинца, мышьяка и других металлов. В южном и юго-восточном сегментах пояса (Южно-Ингулецкий и Чертомлыкский районы) выявлены железорудные месторождения и рудопроявления криворожского типа, месторождения никеля, кобальта, бокситов, марганца, пегматитов. К северному и северо-восточному сегментам этого пояса приурочены месторождения и рудопроявления кобальт-никелевой коры выветривания, а также медно-колчеданное, мышьяковое, золото-колчеданное оруденения. На восточной окраине Саксаганского консолидированного массива установлены рудопроявления молибдена, во многих пунктах оконтурены ореолы рассеяния олова, свинца, цинка, меди, бария и др.

Таким образом, в пространственном размещении месторож-

дений полезных ископаемых Криворожья и сопредельной с ним с востока территории со всей очевидностью обнаруживается первостепенное рудоконтролирующее значение мобильного пояса, обрамляющего Саксаганский консолидированный массив. К юго-востоку от Кривого Рога отчетливо вырисовывается Высокопольский замкнутый рудный пояс, а восточнее — Сурско-Чертомлыкский, включающий, по-видимому, и Томаковскую структуру.

Имеются определенные основания для выделения замкнутого рудного пояса и на периферии самого Украинского щита. Последний с конца рифея представлял собой относительно приподнятую стабильную структуру. Области мощного постпротерозойского осадконакопления располагались на периферии его, отличавшейся повышенной мобильностью. Здесь же преимущественно распространены интрузивные и эффузивные образования позднепротерозойского и палеозойского возраста, контролируемые краевыми ослабленными зонами (Подольская, Овручская, Сущано-Пержанская, Приазовская мобильные зоны). Краевые мобильные зоны несут редкометальное, полиметаллическое, флюоритовое и другие типы эндогенного и осадочного оруденения. Сходство структурного положения, повышенная рудоносность этих зон, а также весьма значительная их протяженность позволяет предположить, что в совокупности эти зоны представляют собой отдельные звенья еще не полностью оконтуренного замкнутого пояса, обрамляющего Украинский щит на всем его протяжении.

Вывод о преимущественной локализации оруденения в виде замкнутых рудных поясов, обрамляющих консолидированные массивы, вовсе не означает, что сами массивы не являются рудоносными. К ним также приурочены месторождения полезных ископаемых. Однако количество месторождений, расположенных в пределах массивов, оказывается, как правило, небольшим.

Распределение месторождений в пределах замкнутых рудных поясов обычно бывает также неравномерным. Отдельные интервалы их отличаются концентрированным проявлением оруденения, другие — слаборудоносны, прерывисты, либо «пустые». Наряду с концентрацией оруденения в замкнутых рудных поясах в рассматриваемых регионах ярко выражена узловая группировка месторождений, а также линейно-цепочковидное их расположение вдоль рудоконтролирующих нарушений.

УДК[553.061.17+553.065] : 551.24(042.2)

А. А. Предовский, В. Г. Загородный

(Геологический институт Кольского филиала АН СССР)

МЕТАМОРФОГЕННО-ГИДРОТЕРМАЛЬНОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ В ПОДВИЖНЫХ ЗОНАХ

1. Метаморфогенно-гидротермальное рудообразование — сравнительно новый термин с недостаточно четкими границами значения. По мнению авторов, к категории метаморфогенно-гидротермальных рудообразующих систем относятся такие, для которых основным источником растворов и энергии является процесс регионального метаморфизма, а источники рудного вещества могут быть различными.

2. Метаморфогенно-гидротермальные рудообразующие системы формируются, как правило, на поздних стадиях регионального метаморфизма, имеют регрессивный характер развития и контролируются рядом факторов, важнейшим из которых является структурно-тектонический. Возникшие в связи с ними рудные концентрации по минеральным и элементным ассоциациям чаще всего соответствуют средне- и низкотемпературным месторождениям, по ортодоксальной магматогенной концепции рудообразования.

3. Источниками рудного вещества для метаморфогенно-гидротермальных систем могут быть различные породы тех комплексов, в которых они развиваются, с достаточно высоким исходным уровнем содержания и благоприятным типом распределения рудогенных элементов. В числе таких источников — магматические, метаморфизованные осадочные, вулканогенно-осадочные и, наконец, некоторые специфические метаморфические образования.

4. В древних подвижных зонах метаморфогенно-гидротермальное рудообразование проявлено широко, поскольку для них характерны процессы регионального метаморфизма и они обычно глубоко эродированы. Среди месторождений докембрийских подвижных зон — железные, медные, медно-никелевые, медно-кобальтовые, полиметалические (свинец, цинк, медь), редкометальные (олово, молибден) и другие. Они образуют генетические группы, ассоциированные с определенными комплексами пород. Внутри этих групп месторождения различаются по минеральным и элементным ассоциациям, отражающим, в известной мере, физико-химические условия их формирования. Примерами концентраций, для которых источником

рудного вещества явились метаморфизованные в разных условиях осадочные и вулканогенно-осадочные толщи, могут быть медно-кобальтовые и урановые месторождения Медного пояса Катанги (Derriks, Vaes, 1956; Davidson, 1956), многие железные (Белевцев, 1966) месторождения. В качестве одного из примеров с источником рудного вещества в первично магматических интрузивных образованиях могут быть упомянуты месторождения медно-никелевых и медно-кобальтовых руд — Печенга (Козлов, 1961; Предовский, 1967) и Оутокумпу (Marmo, 1960).

В тектоническом отношении метаморфогенно-гидротермальные месторождения древних подвижных зон располагаются в участках повышенной неоднородности строения и значительных градиентов подвижности — вдоль линий длительно существовавших разломов, в сочленении разнородных по режиму развития сткрутур и в обрамлении крупных стабилизированных блоков. При достаточном количестве рудопроявлений и месторождений рассматриваемого типа устанавливается зональность в их распределении, обусловленная пространственной неоднородностью состава материнских комплексов и зональностью проявления прогрессивных и регрессивных процессов регионального метаморфизма.

6. В послепротерозойских подвижных зонах, поскольку в них несомненно доказано развитие процессов регионального метаморфизма (Судовиков, 1964 и др.), должны иметь место условия для зарождения и развития метаморфогенно-гидротермальных рудообразующих систем. Для прогноза и поисков этого типа месторождений могут быть использованы общие закономерности, выявленные для древнейших подвижных зон. Применение этих закономерностей должно быть облегчено рядом обстоятельств и прежде всего тем, что закономерности распределения первично металлоносных осадочных и магматических пород в разрезах и текстурах послепротерозойских подвижных зон могут быть установлены более четко, чем для древнейших их аналогов. Кроме того, для послепротерозойских подвижных зон на основании закономерностей их последовательного развития могут быть расшифрованы особенности проявления прогрессивного и регрессивного регионального метаморфизма (Судовиков, 1963, 1964) и соответственно выявлены участки возможной локализации метаморфогенно-гидротермальных рудообразующих процессов.

7. Важным условием успешных поисков месторождений рассматриваемого типа является широкое опережающее геохимическое изучение различных комплексов пород и составляющих их разновидностей, имеющее основной целью выявле-

ние потенциальных источников рудного вещества и закономерностей их пространственного размещения.

УДК [551.305.1+553.062.067] (042.2)

Р. А. Мусин

(Институт геологии и геофизики АН Узбекской ССР)

ЛИТОГЕНЕЗ И ЭНДОГЕННОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

1. Формирование эндогенных метасоматитов и руд тесно связано с предшествующими этапами экзогенных процессов.

2. Особое положение занимают остаточные и инфильтрационные продукты континентальных кор выветривания, участие которых в эндогенном рудообразовании обычно не принимается во внимание.

Переотложение и дифференциация продуктов кор выветривания и их концентрация в водных бассейнах, депрессионных участках приводят к накоплению так называемых сингенетичных осадочных руд. Среди них наиболее распространены бокситы, железные, марганцевые руды, фосфориты, галогенные формации, россыпи, осадочный генезис которых не вызывает сомнений. Спорной является природа промышленной концентрации медной, свинцово-цинковой, молибденовой и другой рудной минерализации в осадочных породах. В образовании месторождений этих элементов участвуют как эндогенные, так и экзогенные (инфильтрационные), процессы. Последние имеют широкое распространение при образовании классических типов осадочных месторождений, особенно интенсивно в древних докембрийских толщах, менее — в областях проявления гранитоидных интрузий (палеозойские и мезокайнозойские эпохи).

Эндогенные преобразования имеют также существенное значение в диференциации и перераспределении вещества этих явно осадочных месторождений.

3. Чем интенсивнее экзогенные преобразования пород, тем интенсивнее и эндогенное оруденение.

Поэтому крупные эндогенные месторождения приурочены к структурным ярусам, подвергнутым длительному выветриванию. При всех равных условиях наиболее продуктивными являются коры, развитые на обширном пенеплене и образованные в условиях тропического климата. В этих условиях происходит наиболее интенсивное выщелачивание из алюмосилика-

тов подвижных оснований и рудных компонентов. Этому способствуют не только химические, но и биохимические и биологические процессы.

Важное значение имеют исходный состав пород и их геохимическая специализация. В первом ряду стоят магматические породы, особенно эффузивы среднего состава, обогащенные пирокластическим материалом и сингенетичным пиритом. Для интрузивов характерно развитие равномерной прототектонической трещиноватости.

4. Эндогенные месторождения формируются под влиянием предшествующих корообразовательных процессов гранитоидных интрузий в магматическую стадию. Различие температурных и минералогических комплексов обусловлено удаленностью гранитоидного очага, глубиной его формирования и глубиной залегания кор в периоды их преобразования.

5. Эндогенные месторождения локализуются в наиболее тектонически активных зонах, пограничных с депрессиями и поднятиями, к которым обычно приурочены активные гранитоиды магматического замещения. Как правило, интрузии располагаются в пределах поднятий, реже депрессий. Продуктивными являются интрузии конечных этапов.

6. В Срединном Тянь-Шане промышленные эндогенные месторождения меди, свинца, цинка, золота, флюорита располагаются в предверхнебашкирском структурном ярусе, на котором развивалась древняя латеритная кора. Но время формирования эндогенных месторождений было обусловлено периодами появления гранитоидных интрузий малых глубин в конечном и заключительном этапах герцинского тектонического цикла.

Другие структурные ярусы также содержат эндогенное оруденение, но по масштабам оно значительно меньше. Характер проявления древних кор выветривания в районах распространения месторождений этих ярусов не изучен.

УДК 553.065 : 553.0 : 551.76/.77 : 552.5 (575.0) (042.2)

А. И. Попов, Р. И. Гольдштейн
(Краснохолмская экспедиция)

РОЛЬ ВОСХОДЯЩИХ РАСТВОРОВ В ПРОЦЕССАХ АЛЬПИЙСКОГО РУДОГЕНЕЗА СРЕДИ ПОКРОВНЫХ ОСАДКОВ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Наличие многочисленных рудных образований и месторождений в покровных формациях Средней Азии свидетель-

ствует о проявлении альпийского рудогенеза. Рудные залежи встречаются в виде пластов и жил среди различных стратиграфических горизонтов и толщ и фациальных зон, подчиняясь структурному контролю. Имеются примеры непосредственного продолжения руд из складчатого основания в покровы (Ак-Шийряк, южные склоны Гиссара — плато Джурьяз, Кугитанг и др.). Оруденение представлено полиметаллическими рудами с жилами карбонатов, флюорита, барита и околожильными изменениями вмещающих пород с отчетливо выраженной вертикальной зональностью, указывающей на восходящий характер движения рудообразующих растворов. В удалении от складчатого основания известны полиметаллические руды с мышьяком, ртутью и аналогичными жильными и околожильными изменениями. В ряде мест в рудных участках устанавливаются повышенные содержания сурьмы, висмута, вольфрама, олова, молибдена и других рудных элементов. Все это позволяет считать оруденения, находящиеся в удалении от складчатого основания, также обусловленными восходящим движением рудообразующих растворов.

Преимущественно восходящий характер движения растворов в покровных формациях Средней Азии в настоящее время доказывается расчетами гидростатических давлений по ряду водонапорных систем. На основании этих расчетов в каждой водонапорной системе движение растворов происходит от центров прогибов к периферии с разгрузкой по разломам. В этом движении участвуют отжимающиеся седиментационные, древнеинфильтрационные и, возможно, ювенильные растворы, местами обогащенные элементами, характерными для гипогенных руд. Только в краевых частях водонапорных систем, и то не повсеместно, наблюдается нисходящее движение вадозных вод. На стыке двух выделяемых гидрогеологических зон возникает геохимическая обстановка, благоприятная для формирования некоторых руд.

Анализ геолого-структурных, минералого-геохимических и гидрогеологических условий различных районов позволяет провести районирование по направленности рудообразующих процессов. На подавляющей территории развития покровных осадков Средней Азии имеет место восходящий процесс. Это положение вызывает необходимость пересмотра сложившихся ранее представлений о преимущественно гипергенных процессах рудообразования среди покровных осадков в альпийское время и усиления работы по дальнейшей разработке кри-

териев восходящего рудообразующего процесса. Разработка этих критериев позволит прогнозировать месторождения в покровных формациях и в складчатом основании как вскрытых, так и не выходящих на поверхность.

II. МЕТОДЫ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

УДК 553.0(575) (042.2)

К. Л. Бабаев, Л. А. Быков

(САИГИМС)

КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ПРИНЦИПЫ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА НА ПРИМЕРЕ СРЕДНЕЙ АЗИИ

1. Металлогенические исследования проводились с учетом особенностей цикличного и многоэтапного развития отдельных участков земной коры, стадийности рудообразования. Познание только качественной стороны геологических объектов, с которыми генетически или парагенетически связана рудная минерализация, ныне уже недостаточно для решения металлогенических задач. Нужно рассматривать количественные особенности явлений, поскольку при этом повышается надежность и детальность металлогенических прогнозов.

На основе количественной характеристики магматизма авторы рассматривают причинные связи оруденения с количественными показателями главных возрастных и петрографических групп магматических и вмещающих пород.

2. Разработка металлогенических прогнозов осуществляется в определенной последовательности. Каждому этапу исследований соответствует определенная карта или схема: а) геологического районирования территории, б) размещения месторождений и рудопроявлений, в) металлогенические карты.

Количественная характеристика магматизма представляет главный материал для первого этапа, посвященного разработке специальной геолого-петрологической основы для последующих этапов металлогенических и прогнозных построений.

3. Среднеазиатские горно-складчатые сооружения — Западный Тянь-Шань и Памир — с учетом схемы В. И. Попова могут быть отнесены к подвижным областям особо контрастного развития ядерных и межядерных участков земной коры. В поперечном сечении устанавливается резко выраженное зональное, поясовое строение всей складчатой системы Средней Азии.

Намечается и количественно обосновывается двучленное

деление поясов, их «мозаичное» строение в виде некоторого множества региональных геологических зон (однородных блоков), имеющих свои специфические и неповторимые особенности геологического строения и развития.

В результате количественного металлогенического анализа установлена специфическая металлогеническая зональность поясов зон, блоков Западного Тянь-Шаня. Они отличаются друг от друга как по общей насыщенности оруденения, так и по составу и генезису рудной минерализации. В частности, для Туркестанской зоны характерны пегматитовые и пневматолито-гидротермальные типы с редкометальным оруденением, для Зеравшанской — скарново-гидротермальные типы с сульфидной минерализацией и золотом, для Гиссарской — комплекс генетических типов оруденения и т. д.

4. Металлогенические особенности Средней Азии находятся в полном соответствии с характером ее поступательного геологического развития. Продуктивный гранитоидный магматизм начинает значительно проявляться в ядерных участках подвижной области, а позднее захватывает и сложные межядерные зоны (закон скольжения магматизма, установленный В. И. Поповым и развиваемый нами, Е. М. Головиным и др.). Поэтому количественные подсчеты площадей проявления различных по возрасту и составу интрузий гранитоидного ряда — лучший критерий для различия ядерных и межядерных районов. Относительная распространенность гранитоидов в ядерных блоках ниже 50%, а в межядерных зонах не превышает 20—25%. Показательно, что количественным петро-металлогеническим различиям между «ядрами» и межядерными зонами соответствуют качественные различия. Эндогенная металлогения ядерных участков более многообразна и комплексна, чем для межядерных зон. Это связано с тем, что в «ядрах» выделяется несколько перспективных геолого-структурных этажей (в Тянь-Шане от каледонского до герцинского включительно). В каждом из этажей четко выражено явление *петрографической телескопии:* на более глубинные породы — гранодиориты, граниты и т. п. — накладываются в целом большие и разнообразные массы гипабиссальных пород. В полном соответствии с этим устанавливается значительная *рудная телескопия.* На примере скарново-рудных месторождений одного из районов «ядерного типа» устанавливается следующий ряд минералов: магнетит — редкометальная минерализация — шеелит — молибденит, халькопирит — сфалерит, галенит — блеклые руды — антимонит (т. е. почти весь гидротермальный ряд В. Эммонса), причем *даже в пределах одного рудного поля* можно зафиксировать почти все представители

этого ряда. В противоположность этому в межядерных зонах крупные рудные поля имеют специализированный характер, например, шеелитоносные или шеелито-молибденовые скарны, золоторудные кварцолиты, сульфидно-ртутные телетермальные месторождения.

Нами было выделено и описывалось 25 региональных орогенических зон, или блоков, Средней Азии, из них к ядерным относится 10. Последние подразделяются нами на две категории: 1 — умеренно активизированные с количественным преобладанием глубинных фаций гранитоидов и соответственно с относительно слабо выраженными явлениями петро-металлогенической телескопии; в этих зонах значительноо внимание следует уделять дальнейшим поискам редкометальных пегматитов, скарнов, грейзенов и вообще высокотемпературных месторождений; 2 — активизированные, которые отличаются особенно многообразным развитием телескопии, широким проявлением ее в магматогенном, метаморфогенном и рудном аспектах.

Понятие «активизированные» ядра правомочно в том отношении, что ядерные участки нередко вырисовываются как срединные массивы гесинклинально-складчатых систем, но является более общим понятием. Если срединные массивы палеозойских складчатых областей имеют допалеозойский возраст стабилизации, то ядра начинают развиваться параллельно типичным смежным геосинклиналям и опережают их в своем развитии, запечатлевают поздний магматизм квазиплатформенного типа.

В активизированных ядрах поиски в первую очередь должны разворачиваться на площадях интенсивного развития регрессивного метаморфизма различных пород, особенно эффузивных, карбонатных, с проведением комплексных оценок метасоматитов типа вторичных кварцитов и близких им образований, а также скарнов и др.

В межядерных зонах В. И. Попова, подразделенных нами на 15 зон более низкого порядка, геологическая обстановка гораздо более однородна и «моногенна», чем в ядерных. Сопоставление геологических обстановок межядерных зон, в частности количественных соотношений между слоистыми толщами (по мощности и по площади), приводит нас к выводу, что наиболее перпективны те части межядерных зон, в пределах которых развивались так называемые наложенные прогибы, означавшие, судя по данным А. В. Пейве, В. М. Синицына и др., полное затухание длительного геосинклинального режима. В пределах герцинид время развития и металлогеническое значение таких прогибов несколько варьируют. Так, в Кызыл-Ку-

мах наложенные прогибы относятся к карбону, причем с ними связываются проявления рудного золота, предваряемого сложным комплексом малых интрузий и даек. В Южной Фергане (по Федорчуку, Никифорову и др.) наложенные прогибы пермские, причем замыкание их связано с довольно интенсивным и многообразным магматизмом (гранитоиды, щелочные интрузии), предварявшим формирование сурьмяно-ртутного пояса.

Таким образом, количественная оценка геологических формаций является средством для обоснования тектонических и металлогенических построений и способствует прогнозам оруденения.

УДК 912 : 553.0 : 551.305.1 (0,42.2)

Т. М. Воронич, О. П. Горьковой, Л. М. Глейзер, В. Т. Юдин, М. Г. Калабина

(Институт геологии и геофизики АН Узбекской ССР, Министерство геологии Узбекской ССР)

ОПЫТ СОСТАВЛЕНИЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ КАРТ НА ФОРМАЦИОННОЙ И ФАЦИАЛЬНОЙ ОСНОВЕ

В процессе работ над металлогеническими картами Чаткало-Кураминского района выявлены большое значение комплексного формационно-фациального анализа осадочных, магматических, рудных образований и целесообразность принятия этого признака в качестве основного для построения металлогенических карт.

Для осадочных пород предпочтение отдается ритмо-стратиграфическому расчленению. В качестве классификационных единиц на карте внутри этажей и ярусов показываются ритмотолщи и ритмосвиты. Для Северо-Чаткальской подзоны в рамках каледонского подэтажа выделяются ритмотолщи: сандалашская (C_{m1}—O_2) с терригенно-карбонатно-кремнистым, бешторская (O_2—O_3) с вулканогенно-карбонатно-кремнисто-терригенным и аюторская (O_3—S_1 ?) с флишоидно-молассовым комплексом формаций. Сандалашская ритмотолща делится на ритмосвиты: нижнесандалашскую (углеродисто-кремнистая формация), среднесандалашскую (углеродисто-кремнисто-терригенно-карбонатная формация) и верхнесандалашскую (железисто-углеродисто-кремнистая формация). В

бешторской ритмотолще выделяются две ритмосвиты: рифогенно-известняково-терригенная и вулканогенно-железисто-углеродисто-кремнисто-терригенная.

Формационный и фациальный анализ наиболее полно проведен для вулканогенных образований Кураминской подзоны. Вулканиты этого района расчленены на ряд формаций: спилито-порфиритовую (S), липарито-дацитовую (D_{1-2}), андезито-порфиритовую (C_{1-2}), андезито-дацитовую (C_{2-3}), липаритовую (P_{1-2}) и липарито-андезитовую (P_{1-2}). В каждой из формаций выделены вулканогенно-осадочные, эффузивно-пирокластические, жерловые, экструзивные и субвулканические фации.

Узбекскими геологами термин «формация» для интрузивных образований наиболее часто применяется для обозначения продуктов фазы магматической деятельности. Представляется возможным расширить и конкретизировать это понятие, введя в него время проявления (этап развития) и тектонические условия образования. Для герцинского цикла Чаткальской подзоны выделяются следующие формации[1]: 1) предбатолитовая малоинтрузивная габбро-монцонитовая антиклинальных поднятий; 2) раннебатолитовая штоковая диоритовая начальных поднятий; 3) батолито-штоковая гранодиорит-адамеллитовая вернепалеозойских прогибов; 4) батолито-штоковая гранодиорит-адамеллитовая антиклинальных поднятий; 5) батолито-штоковая гранитная; 6) послебатолитовая батолито-штоковая гранито-аляскитовая остаточных прогибов; 7) послебатолитовая малоинтрузивная субщелочная зона региональных разломов. Формации, отличающиеся тектоническими условиями образования, имеют некоторые отличия и в металлогении.

Большое значение имеет фациальность (в первом приближении глубинность) магматических образований, так как, характеризуя физико-химические условия формирования, она предопределяет возможность развития определенных рудных формаций. Для Чаткальского региона представляется возможным выделить фации малой (до 1,5 *км*), средней (1,5—5 *км*) и большой (более 5 *км*) глубинности.

Рудные образования классифицируются и показываются на карте по формационному признаку. Выделяются генетические ряды или семейства рудных формаций, связанных с определенными магматическими формациями и комплексами. В ряде случаев удается выделить рудные ряды, отвечающие определенным фациям.

---

[1] Принцип образования названий формаций заимствован у В. И. Попова.

Предложенная методика формационно-фациальной основы металлогенических карт, с нашей точки зрения, имеет определенные преимущества.

Она наиболее объективно отражает геологическую действительность, оставляя в стороне спорные вопросы, часто не имеющие значения для прогнозных оценок, например, биостратиграфические границы и т. д. Выделение на карте ритмостратиграфических единиц, показ границ их раздела, отражающих резкие смены режима, имеют очень большое значение в металлогении, так как к таким границам часто и приурочены рудные концентрации.

Формационные и фациальные единицы характеризуются определенными геолого-тектоническими условиями образования, и на карте уже сами по себе хорошо вырисовывают тектонические структуры.

Представляется возможным выявить ряд новых геологических закономерностей и установить, что позднеорогенные вулканические процессы, как и формирование связанных с ними отдельных вулканотектонических депрессий, протекали асинхронно и нередко носили автономный характер. В позднеорогенном вулканогенном комплексе удалось выявить наличие двух пространственно разобщенных типов вулканитов — дифференцированного и не дифференцированного, генетически связанных с разными типами депрессионных структур раннего и позднего заложения.

Определенные формации характеризуются обычно определенным геохимическим спектром и, таким образом, уже сами по себе несут ценную металлогеническую информацию. Комплексный формационный анализ осадочных, магматических и рудных образований позволяет проследить в историко-геологическом плане процессы концентрации рудного вещества и выявить связи экзогенной, магматической и постмагматической металлогении. Например, в Северо-Чаткальской подзоне на крыльях конседиментационных поднятий, с широким (и наиболее мощным) развитием нижнепалеозойских углеродисто-глинисто-терригенных формаций с повышенным содержанием Mo, Au, V и других элементов, обычно отмечается концентрация и постмагматических золоторудных и молибденовых образований.

Фациальный анализ магматических и рудных образований дает возможность выяснить вертикальную зональность, распознать индикаторную минерализацию и в целом позволяет повысить достоверность глубинных прогнозов.

Предложенный принцип составления металлогенических карт позволяет работать на разных масштабах и с их взаим-

ной увязкой и соподчинением. Авторами предлагаются карты среднемасштабные (для Северо-Чаткальской подзоны) и крупномасштабные (для правобережья р. Ангрен).

УДК 553.0 : 551.240.089 (042.2)

В. А. Королев, Ш. Д. Фатхуллаев
(САИГИМС)

МЕТОДИКА ОПТИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР ПРИ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

1. В структурно-фациальных зонах Средней Азии эндогенное гидротермальное оруденение размещается неравномерно, группируясь в рудные поля, узлы, районы и т. д. В их распределении действует принцип — интенсивность проявления гипогенной минерализации возрастает в более проницаемых участках земной коры. Факторами проницаемости являются: физические и тектонические свойства пород, характер тектонических напряжений и деформаций.

2. Тектонические напряжения распределяются в пределах зон неравномерно. Их величина и знак в различных участках зависят от: 1) направления и величины тектонических усилий, действующих в региональном плане; 2) характера (знака) этих усилий (сжатие, растяжение); 3) неоднородностей строения каждого участка, создаваемых сочетанием пород с различными свойствами и различных геологических поверхностей (разломы, зоны смятия, контакты интрузивных тел, поверхности стратификации, несогласия и т. п.); 4) кинематики тектонически обособленных структурных элементов зон; 5) морфологии геологических поверхностей, создающих неоднородность строения. Последний фактор является решающим в обособлении однородных структурно-геологических позиций размещения оруденения. В зависимости от масштаба явлений это относится также к рудным полям, узлам и районам.

3. Анализ размещения промышленных рудных полей Средней Азии показывает, что почти 90% их контролируется теми участками (гранями) крупных разломов (структурные швы, краевые разломы), которые при региональном плане деформаций, существовавшем к моменту минерализации, оказывались в относительно разгруженном состоянии.

4. Для целей прогнозирования новых рудных полей, узлов, районов кроме структурно-формационных карт должны ис-

пользоваться карты распределения полей тектонических напряжений. Эти карты создаются путем моделирования структур с использованием оптически активных полупрозрачных материалов с последующей полевой увязкой наблюдаемых результатов с природными явлениями. Моделирование позволяет воспроизводить тектонические напряжения в конкретных геологических структурах и их элементах при различных планах деформаций и величинах действующих усилий. На основании карт геолого-структурной и полей напряжений выделяются однородные позиции.

Зависимость распределения продуктов металлогенических процессов от геолого-структурных и тектонических факторов проверяется методами корреляционного анализа.

5. Установленные зависимости используются при составлении прогнозно-металлогенических карт.

УДК 553.0 : 552.30 (042.2)

А. Н. Леонтьев

(ИМГРЭ)

МЕТОД АНАЛИЗА СТРОЕНИЯ КОНКРЕТНЫХ ИНТРУЗИВНЫХ ФОРМАЦИЙ И ФОРМАЦИОННЫХ РЯДОВ КАК ИНСТРУМЕНТ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА РУДНЫХ ПЛОЩАДЕЙ

Метод анализа строения магматических формаций до настоящего времени не был разработан и может опереться лишь на известные положения формационного метода, разработанного Н. С. Шатским и его школой (Херасков, 1963, 1965) в тектонике. Задача этого метода — всестороннее и независимое описание строения формации главным образом через выделение изофациальных зон и зональных серий разных порядков в границах ее ареала, с целью найти геологические «координаты» продуктивных или перспективных фаций изверженных пород. На практике метод связан с мелко- и среднемасштабным прогнозированием, уже несколько лет разрабатываемым в ИМГРЭ. Изучение макроструктуры, или крупноплощадной зональности, обширных сообществ одновозрастных интрузивов (Леонтьев, 1963, 1965, 1968; Кен, 1964) вызвано потребностями металлогенического анализа рудных поясов и провинций. В частности, это относится к специфическим объектам редкометальной металлогении — средне-малоглубинным собственно гранитовым формациям трехфазного строения, развитым на

больших площадях и наложенным на разнородные элементы тектонической структуры орогенных (как эпигеосинклинальных, так и автономных) областей Казахстана, Алтая, Средней Азии, Забайкалья и Приморья. С ними связаны рудные пояса, расчленяющиеся на зоны редкометальных пегматитов, редкометальных и золоторудных гидротермалитов, дифференцированных гранитов («апогранитов») с Nb-Zr- или Та-минерализацией. Идентификация по возрасту этих формаций и оруденения в соседних рудных поясах на основании прямых геологических данных обычно затруднена и требует применения косвенных аналитических методов.

Конкретная формация в общем случае структурна, т. е. представляет собой многофазную и многофациальную постройку, в которой могут быть выделены осевая (центральная) и периферические (апикальные, фланговые) зоны. Формация анизотропна уже при своем зарождении, причем различается анизотропия упорядоченная (симметричная или асимметричная), обусловленная естественным «выклиниванием» или погружением формации, и анизотропия «случайная», вызванная локальными особенностями геолого-структурной обстановки. Учитывая прерывный характер интрузивной формации, направленное изменение ее свойств в латеральном и вертикальном направлениях можно подтвердить лишь по целому ряду сопряженных между собою признаков. По характерным сечениям через магматический ареал подлежат оценке: а) полнота возрастных рядов интрузивов и относительное значение интрузивных фаз; б) фациальные ряды и градиенты фациальных переходов; в) валовый состав гомологичных членов каждого ряда, их морфология, геохимические характеристики, характер обмена со средой и пр. Фациальные ряды устанавливаются прежде всего для каждой интрузивной фазы, затем для отдельно взятого сложного интрузива и, наконец, для крупных подразделений формации, условно рассматриваемой как целостное трехмерное тело (четырехмерное при учете временóго измерения). В результате устанавливается корреляция и соподчинение между зональным строением рудных площадей (полей, узлов, районов, поясов) и петрографической зональностью соизмеримых с ними элементов интрузивной формации. Кроме того, могут быть намечены устойчивые парагенезы признаков, характеризующих интрузивные фазы плутонов тем или иным сопутствующим оруденением. Например, на Алтае, редкометальные сложнодифференцированные пегматиты проявляются в гранитных интрузивах с относительно высокотемпературной ассоциацией минералов, непропорционально большим развитием дополнительных интрузивов и обильной жиль-

ной серией асхистового ряда. Этим интрузивам могут быть противопоставлены другие интрузивы той же формации — биотитовых гранитов с более низкотемпературной минеральной ассоциацией, усложненным возрастным рядом (но с уменьшенным суммарным объемом дополнительных интрузивов) и доминирующей ролью рудных гидротермалитов, или эвтектоидных «агпаитовых» аляскитовых гранитов с хрустальными пегматитами, сопровождаемых мелкими дифференцированными дополнительными интрузивами рибекит-альбитовых гранитов и т. п. Вместе они образуют фациальный ряд формации.

Анализ зонального строения формации приводит к выявлению весьма наглядной тройной связи между петрографическими признаками гранитов, формой их рудоносности и положением металлоносных гранитов в тектонической структуре. В частности, становится возможным раздельно оценить влияние древней унаследованной складчатой структуры и одновозрастной с гранитами наложенной (реактивизированной) глыбовой структуры на ход магматической и рудной дифференциации в гранитах. Разрешима и обратная задача — расшифровка тектонической структуры орогенных областей по типам магматических ареалов (контурных, площадных, линейных, сменяющих друг друга во времени — Волочкович, Леонтьев, 1962) и по сопоставлению элементов их строения. Металлогенический прогноз строится на основе интер- и экстраполяции прослеженных рудно-петрографических зон. Рациональная номенклатура элементов строения металлоносных формаций пригодна для использования в перфокартах и при последующей статистической обработке аналитических данных.

Особую задачу представляет расшифровка сложных магматических последовательностей (формационных рядов) в районах с эродированным осадочным чехлом. Гипотеза зонального симметричного строения формаций позволяет легче выделить группы однородных объектов, очертить их ареалы и построить пространственно-временную модель каждой формации по ограниченной выборке исходных данных.

УДК 553.0:550.40(042.2)

В. В. Иванов

(ИМГРЭ)

НЕКОТОРЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

1. Геохимические данные о составе и условиях образования месторождений, изверженных и осадочных пород при металлогенических исследованиях учитываются еще недостаточно, а существующие металлогенические схемы носят сугубо тектонический характер. До недавнего времени при металлогенических исследованиях (ВСЕГЕИ, ИГЕМ ,ЦНИГРИ и др.) учитывались закономерности распределения только наиболее широко распространенных элементов. В последнее время в эти исследования (ИМГРЭ) стали вовлекаться различные редкие элементы, что позволяет значительно уточнить, а в ряде случаев и пересмотреть некоторые существующие металлогенические представления.

2. Имеющиеся классификации месторождений полезных ископаемых носят геолого-экономический характер и мало помогают в решении региональных металлогенических задач. Отсутствует геолого-геохимическая группировка месторождений, учитывающая главные особенности состава и условий образования месторождений и сравнимая с химическими классификациями горных пород. Это затрудняло региональный металлогенический анализ и не давало возможности выделить естественные металлогенические единицы, различные месторождения которых характеризуются общими чертами происхождения. Применение при металлогенических исследованиях одного из возможных вариантов геолого-геохимической группировки месторождений (Иванов, 1967) открывает новые возможности в разработке теоретических основ металлогенических исследований и позволяет включить в металлогенический анализ любое необходимое количество элементов.

3. В вопросе о выделении металлогенических провинций, обогащенных тем или другим элементом, нет единого принципа. Отсутствие оценок средних содержаний большинства элементов в различных типах месторождений и недостаточная надежность этих данных для многих типов изверженных и осадочных пород не дает возможности количественно охарактеризовать степень концентрации элементов в различных провинциях. Использование подобных статистически обоснованных оценок для ряда редких элементов показало, что некоторые

провинции и типы месторождений, считавшиеся концентраторами того или иного элемента, таковыми не являются. В настоящее время такой анализ может быть проведен для большинства халькофильных элементов.

УДК 912:553.(575.1-14) (042.2)

Х. Н. Баймухамедов, Т. З. Закиров, С. М. Халиков
(Ташкентский политехнический институт)

ПРИНЦИПЫ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА И СОСТАВЛЕНИЕ КРУПНОМАСШТАБНЫХ ПРОГНОЗНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ КАРТ (на примере рудных районов Юго-Западного Узбекистана)

1. Металлогенические исследования в Советском Союзе за последние десятилетия получили небывалый размах. В настоящее время изучение больших регионов и составление мелкомасштабных металлогенических карт для многих провинций закончено или заканчивается. Начался новый этап — этап изучения металлогении рудных районов и составления крупномасштабных прогнозно-металлогенических карт для целеустремленного и экономически эффективного ведения поисковых работ.

В Средней Азии, в том числе в Узбекистане, металлогенические исследования ведутся в различных направлениях. Они изложены в работах В. И. Смирнова, Х. М. Абдуллаева, Е. Д. Карповой и многих других. Авторы, занимаясь металлогенией элементов (олово, вольфрам, молибден, медь, золото и др.), накопили опыт и перешли к комплексному изучению рудных районов.

Металлогеническая экспедиция кафедры полезных ископаемых ТашПИ, под руководством чл.-корр. АН Узб. ССР проф. Х. Н. Баймухамедова в течение последних пяти лет занималась изучением Юго-Западного Узбекистана в разрезе металлогенического анализа рудных районов.

2. Юго-Западный Узбекистан — Зирабулак-Зиаэтдинские, Кара-Тюбинские, Чакилькалянские и Гиссарские горы — сложены породами палеозоя. Межгорные и равнинные (степные) пространства Юго-Западного Узбекистана заполнены мезо-кайнозойскими осадками.

Породы палеозоя представлены метаморфизованными осадочными образованиями кембрия, ордовика, силура, девона, карбона, перми и различными магматическими породами.

Породы кембрия и ордовика наиболее метаморфизованы и относительно широко распространены в Гиссаре и северо-западной части Зирабулак-Зиаэтдинских гор. Породы силура, девона и карбона имеют наибольшее распространение и слагают главную часть стратиграфического разреза. Среди осадочного комплекса выделяются литолого-стратиграфические горизонты и фации пород.

Осадочные породы палеозоя деформированы в складку и прорваны интрузивно-эффузивными образованиями каледонского и главным образом герцинского магматизма, последние представлены широким разнообразием гранитоидных пород и отчасти базитами и ультразитами. Гранитоидные породы имеют сложный состав и разные глубины образования. Выделяются фации глубинности: относительно глубинные, гипабиссально-субвулканические и эффузивные.

3. В структурно-металлогеническом отношении складчатые сооружения Юго-Западного Узбекистана являются непосредственным продолжением Зеравшано-Гиссарской структурно-фациальной металлогенической зоны. Вместе с тем Юго-Западный Узбекистан и его отдельные районы имеют свои особености тектоники, осадконакопления магматизма и металлогении.

Особенностью тектоники является проявление движений одного цикла в одном районе, образование складчатости, проявлений двух циклов — в другом районе и трех циклов и фаз — в третьем. Другой особенностью является наличие различных фаций осадконакопления (карбонатных, песчано-сланцевых, осадочно-вулканических) и их закономерное распределение в разрезе и по площади.

Особенностью магматизма является широкое проявление гранитоидных интрузий, их фациальность, ассимиляционная и очаговая специализация.

Металлогенической особенностью Юго-Западного Узбекистана является широкое распространение пегматитовых, скарново-рудных и гидротермальных процессов, их различная рудоносность и связь с разноглубинными интрузивно-вулканическими образованиями.

Еще одной важной особенностью металлогении региона является проявление нескольких эпох — каледонской, герцинской и послегерцинской металлогении и их сочетание в различных районах.

Учитывая указанные особенности, для Юго-Западного Узбекистана выделяются следующие рудные районы: 1) Зирабулак-Зиаэтдинский, 2) Кара-Тюбинский, 3) Чакиль-Калянский и 4) Юго-Западного Гиссара.

4. В зависимости от истории геологического развития, осадконакопления, магматизма, металогении выделяются типы рудных районов: одноярусные, двухъярусные и трехъярусные (Баймухамедов, 1960). В одноярусном рудном районе складчатость, магматизм и металлогения являются продуктом одного цикла. Примером одноярусного (герцинского) могут служить Чакиль-Калянские горы, где развита герцинская складчатость, магматизм и металлогения (шеелитовая, золоторудная и др.).

Примером двухъярусного герцинского и догерцинского (каледонского) может служить Зирабулак-Зиаэтдинский рудный район, где развиты скарново-шеелитовые, скарново-медно-золоторудные, редкометально-пегматитовые, гидротермально-оловорудные, золоторудные, ртутные и другие формации.

Примером трехъярусного (каледонского, герцинского и послегерцинского) может служить Юго-Западный Гиссар, где развиты скарново-полиметаллические, скарново-шеелитовые, колчеданно-полиметаллические, кварцево-полиметаллические, кварцево-молибденовые, карбонатно-золоторудные, кварцево-флюоритово-полиметаллические формации.

5. В основу выделений типов месторождений нами положены формационно-металлогенические принципы. Месторождения по составу, возрасту и геологическим условиям образования объединяются в рудные формации и совокупности их. Для рудной формации выясняются основные закономерности размещения оруденения, выражающиеся в отношении к интрузиям, дайкам, эффузивным образованиям, литолого-стратиграфическим горизонтам и структурам. На основании изучения устанавливается различный характер размещений определенных формаций: зональные — для скарновых, поясное — для редкометальных-пегматитовых, узловое и зональное—для гидротермальных.

6. Металлогеническая карта (схема) составляется на специализированной геологической основе, где выделены ведущие складчатые и разрывные структуры I, II и III порядка и показывается их роль в размещении разнообразия осадочных пород, интрузивных тел и различных рудных формаций. На карте выделены рудные пояса, зоны и узлы.

Металлогеническая карта (схема) состоит из: геологической основы; карты расположений месторождений по генетическим формациям, типам и возрасту; схемы закономерностей размещений рудных формаций; самой металлогенической карты; шлиховой и металлометрической карты; карты прогноза.

УДК 912:553.0:550.30/.40(042.2)

Н. Б. Вольфсон, А. Г. Хваловский

(Узбекский геофизический трест)

ПРИНЦИПЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ГЕОХИМИЧЕСКИХ И ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ ПРИ СОСТАВЛЕНИИ ПРОГНОЗНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ КАРТЫ УЗБЕКИСТАНА

1. По сравнению с чисто геологическими материалами, используемыми при составлении металлогенических и прогнозных карт, геофизические и геохимические обладают рядом преимуществ. Они характеризуются большей объективностью, так как создаются приборами, бесстрастно фиксирующими те или иные особенности геологического строения изучаемых районов. Геофизические материалы равнозначно освещают всю площадь исследований, в то время как при геологических съемках информативность закрытых площадей резко снижается.

2. Возможности эффективного применения геофизических методов при металлогенических исследованиях вытекают из тесной связи оруденения с магматизмом. Практически сегодня никем не оспаривается связь эндогенных рудных поясов с интрузивными. Последние же обычно четко фиксируются в геофизических полях.

3. Геохимические методы позволяют определять металлогеническую специализацию рудных поясов и более уверенно выделять прогнозные площади.

4. Авторы произвели структурный анализ магнитного поля путем построения многочисленных вспомогательных карт. В частности составлены карты роз направлений изолиний магнитного поля, отражающие простирания палеозойских структур. По всем выявленным основным направлениям структур выполнены трансформации магнитного поля, позволившие объективно протрассировать структуры, контролирующие размещение интрузивных и соответственно рудных поясов. Все вспомогательные карты построены с помощью ЭВМ-М-20 по специально разработанным программам.

5. В результате комплексного рассмотрения материалов магнитных и гравитационных съемок делается вывод о решающей роли в размещении интрузивных поясов скрытых разломов фундамента северо-западного и северо-восточного простираний. При этом основными структурами, вмещающими интрузивные (рудные) пояса, являются северо-западные. Северо-восточные разломы обусловливают возникновение интрузивных и соответственно рудных узлов.

6. Структурный анализ геофизических полей позволил установить существование на территории Узбекистана значительных горизонтальных постинтрузивных подвижек, происходивших главным образом по северо-восточным разломам. Причину возникновения этих подвижек авторы усматривают в давлении изгибов альпийской складчатой зоны Тетиса на смежные герцинские сооружения. Наиболее интенсивно горизонтальные движения палеозойских блоков проявились на востоке республики в Чаткало-Кураминском районе. Здесь амплитуда перемещений по северо-восточным разломам достигает десятков километров. Учет этих подвижек позволил обнаружить смещенные на значительные расстояния части некоторых рудных поясов и выявить в их пределах новые месторождения и рудопроявления.

7. Результаты комплексной интерпретации материалов магнитных, гравиметрических и металлометрических съемок нашли отражение на прогнозной карте Узбекистана на медь и золото.

УДК 549.0:553.061(042.2)

Г. А. Лисицина

(ИГЕМ АН СССР)

О РЯДАХ РАСТВОРИМОСТИ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ И ИСПОЛЬЗОВАНИИ ИХ ПРИ ОЦЕНКЕ ОТНОСИТЕЛЬНОЙ ГЛУБИННОСТИ ПРОЦЕССОВ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

1. Временная близость гидротермальных образований с изверженными породами различных фаций глубинности дает основание считать, что гидротермальная деятельность, как и магматическая, осуществлялась в условиях различных глубин.

При воздействии гидротермальных растворов на породы слагающие их минералы растворяются, замещаясь вторичными в определенной последовательности (ряды растворимости по В. Л. Русинову). Установлено, что плагиоклазы и цветные минералы в зависимости от глубинности проявления гидротермальных процессов обладают различной устойчивостью и, как следствие этого, занимают различные места в рядах растворимости.

2. В восточной части Северного Казахстана по типу рудной минерализации и особенностям парагенных минеральных ассоциаций в околорудноизмененных породах выделяется три

различных гидротермальных этапа минерализации (от ранних к поздним): магнетитовый (или мушкетовитовый) с пропилитовым околорудным изменением, кобальто-сульфидный также с пропилитовым околорудным изменением, но отличным по минеральным ассоциациям от раннего, и золото-сульфидный с березитовым околорудным изменением.

Ранняя пропилитизация и сопровождающее ее магнетитовое оруденение по времени проявления следуют непосредственно за внедрением батолитических интрузивов крык-кудукского комплекса (с абсолютным возрастом в 450—460 млн. лет), сопровождавших главную фазу складчатости в нижне-среднепалеозойской геосинклинали района. Верхняя возрастная граница этого процесса ограничивается временем внедрения гранитных интрузивов боровского комплекса (с абсолютным возрастом в 430—440 млн. лет).

Поздняя пропилитизация с кобальто-сульфидным оруденением и березитизация с золото-сульфидным оруденением накладываются на все известные в районе магматические образования, включая и наиболее молодые девонские самостоятельные малые интрузивы. Верхняя возрастная граница их в настоящее время не установлена. Последевонские гидротермальные процессы относятся к орогенному этапу развития нижне-среднепалеозойской геосинклинали региона.

Ранним пропилитовым процессом захвачены геосинклинальные образования кембрия и ордовика, а также рвущие их интрузивы крык-кудукского комплекса. Мощность пород, затронутых этим процессом, составляет 6—8 *км* в прогибах и 1—2 *км* на поднятиях. Временная близость раннего (силурийского) пропилитового процесса с интрузивами крык-кудукского комплекса, относящимися к образованиям мезо-абиссальной фации глубинности, позволяет считать глубину его проявления от поверхности не менее 2 *км*, а, возможно, и несколько более.

Последевонскими пропилитовым и беризитовым процессами, по данным изучения горных выработок, захватываются интервалы пород от 0,5 до 1 *км*. Глубина их проявления от поверхности составляла, по-видимому, 1—1,5 *км*, судя по их приуроченности к самостоятельным малым интрузивам гипабиссальной фации глубинности.

3. Для каждого из известных в регионе процессов гидротермального минералообразования установлены ряды растворимости породообразующих минералов (см. таблицу). Из их сравнения следует, что в соответствии с различными глубинами проявления гидротермальных процессов находится устойчивость породообразующих минералов. Так, при наложении силурийской пропилитизации на диориты, диабазы, ан-

Таблица

Ряды растворимости в биотит-роговообманковых диоритах

Фации глубинности	Мезо-абиссальная	Гипабиссальная	
Гидротермальные процессы	Пропилитовый (силурийский)	Пропилитовый (последевонский)	Березитовый (последевонский)
Реакции замещения	Андезин→альбит+серицит + эпидот	Пироксен→актинолит (хлорит) + эпидот+кальцит + +сфен	Пироксен→кальцит + +хлорит + рутил
	Биотит→хлорит + +лейкоксен	Роговая обманка→актинолит (хлорит) + эпидот + пирит + сфен	Роговая обманка→кальцит + хромит + +пирит + рутил
	Роговая обманка→актинолит (хлорит) + эпидот	Биотит→хлорит + сфен	Биотит→хлорит + пирит + рутил
	Пироксен→актинолит + эпидот	Андезин→альбит + серицит + эпидот + кальцит	Андезин→альбит+ серицит + кальцит
	Магнетит→эпидот + лейкоксен	Магнетит→пирит + сфен	Магнетит→пирит + +рутил
	Микроклин→альбит	Микроклин→альбит	Микроклин→серицит+ + кварц

дезитовые порфириты и песчаники плагиоклазы разлагаются раньше других породообразующих минералов. При воздействии же последевонских пропилитовых и березитовых растворов на эти же породы первыми разлагаются цветные минералы, причем в последовательности, обратной той, которая возникает при наложении силурийской пропилитизации, а плагиоклазы разрушаются позже их. Отмеченная последовательность гидротермального разложения породообразующих минералов характерна для всего региона и обнаруживается в участках пород, удаленных друг от друга на сотни километров.

4. Для суждения о причинах, определяющих последовательность растворения породообразующих минералов при гидротермальном изменении пород необходимо иметь в виду следующие обстоятельства:

а) разные по составу и температурности последевонские пропилитовый и березитовый растворы при наложении на породы одного состава определили возникновение одинаковых, в

отношений устойчивости плагиоклазов, с одной стороны, и цветных минералов — с другой, рядов растворимости;

б) одинаковые по температурности (среднетемпературные) пропилитовые растворы (силурийский и последевонский) при наложении на одни породы привели к образованию различных рядов растворимости по устойчивости плагиоклазов и цветных минералов.

Таким образом, ни состав исходных пород, ни составы гидротермальных растворов, ни температурность последних не были теми причинами, которые определяли ряды растворимости. Исходя из геологических данных можно полагать, что такой причиной была глубинность процессов гидротермального минералообразования.

УДК 550.42:553.0(-0) (042.2)

Г. А. Терехова, Л. П. Быковская, Д. С. Мукимова, Т. С. Тимофеева
(САИГИМС)

ТИПОМОРФНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ГЕОХИМИЧЕСКОГО ФОНА И ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДЛЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

1. Для каждой рудной провинции характерен свой строго определенный комплекс типоморфных элементов геохимического фона, которые устанавливаются в различных количествах во всех эндогенных месторождениях. Для Среднеазиатской ртутно-сурьмяной рудной провинции в целом это будут Hg, As, Sb, Se, Tl, In.

2. Для отдельных рудных поясов, зон и узлов, кроме перечисленных выше, устанавливается еще ряд специфических элементов локального геохимического фона: Zn, Pb, $BaSO_4$, Cu, Ag, Ga, Au, Pd, Te; W, Sn, Mo, Re; CaF_2, и др. Элементы соответствующих групп присутствуют в повышенных концентрациях в отдельных минералах ртутно-сурьмяных месторождений, а Hg и Sb, — наоборот, в минералах месторождений и рудопроявлений других типов (полиметаллических, оловянных, золоторудных, золото-платиново-колчеданных и др.). Кроме того, носителями элементов геохимического фона могут являться природные воды (поверхностные и подземные проявления).

3. В разрезе каждой рудоносной зоны устанавливаются литологически отличные толщи или горизонты пород, сингене-

тично обогащенные элементами определенного комплекса (карбонатные породы — свинцом и барием; терригенные — молибденом, оловом, ванадием, иногда германием и т. п.), или же благоприятные для локализации наложенной эндогенной минерализации (ртуть и мышьяк — в углистых сланцах; ртуть и сурьма — в известняках и т. п.). Это позволяет выделить площади распространения потенциально перспективных рудовмещающих толщ.

4. По интенсивности рассеяния в первичных ореолах элементы металлогенического фона делятся на две группы: а) локализующиеся в непосредственной близости от рудовыводящих каналов (W, Sn, Cu, Sb); б) образующие вокруг них широкие ореолы (Hg, As, Se, Tl). Используя это положение, можно выделять, с одной стороны, зоны рудоконтролирующих разломов, с другой — оконтуривать перспективные площади, в пределах которых возможно обнаружение скрытых рудоносных структур.

5. Комплекс элементов-индикаторов, характерных для каждой рудоносной зоны, значения их концентраций и характер распределения в первичных и вторичных ореолах рассеяния могут быть определены при детальном изучении отдельных типичных рудных полей.

УДК 553.0(042.2)

В. А. Королев, П. А. Шехтман
(САИГИМС)

ПРИНЦИПЫ КОЛИЧЕСТВЕННОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ПРИ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ И МЕТОДИКА АНАЛИЗА МИНЕРАГЕНИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ

1. В отличие от детального и крупномасштабного прогнозирования где объектом исследования являются рудные тела и их совокупности (месторождения), при металлогенических работах объектами прогнозирования становятся, с одной стороны, тип полезного ископаемого, а с другой — рудное поле, узел, район.

2. На процесс минерагении в целом влияют три качественно различные группы факторов: а) рудогенические, б) рудоконтролирующие, в) рудолокализующие. Рудогенические факторы определяют время и место проявления процесса минерализации и тип полезного ископаемого. Это факторы регионального значения. Рудоконтролирующие факторы создают

условия проникновения минерализующих агентов. По характеру влияния на размещение оруденения это факторы внешнего относительно оруденения действия, поверхностные в том смысле, что их воздействие передается через различные геологические поверхности. Рудолокализующие факторы определяют конкретные условия формирования оруденения. Эти условия объединяются в понятии «однородная позиция». Таким образом, это факторы объемные: они создают внешнюю обстановку минерагении и формируют геолого-структурный тип рудного поля и месторождения.

3. Геологическое прогнозирование подразделяется на следующие этапы: 1) изучение ведущих факторов минерагении, в том числе изменения их значимости в различных условиях; 2) отражение распространения каждого фактора с учетом изменения его значения и выделение геологически однородных позиций; 3) установление характера и меры связи минерализации с каждым фактором; 4) обоснование распределения минерализации по позициям и оценка перспектив.

4. Рудогенические факторы находят свое отражение на картах различного содержания (структурно-формационные, петро-магматические, геотектонические, структурные, металлогенические и др.), выполняемых с учетом палеопостроений. Влияние рудоконтролирующих факторов отражается на тектоно-кинематических схемах, составляемых с учетом морфологии контролирующих геологических поверхностей. Рудолокализующими факторами могут являться все материальные проявления геологической среды, в которой протекают минерагенические процессы. Эти факторы изображают на картах-врезках более крупного масштаба, специализированных по одному или нескольким близким факторам (литолого-петрографические, структурно-тектонические, минералого-геохимические, полей тектонических напряжений, изменений физических свойств пород и др.).

5. В основе изображения факторов лежат отражение изменения их качественного состава, выраженное в количественных показателях, и количественная оценка интенсивности их проявления. Наиболее распространенным приемом служит изображение факторов в изолиниях. В задачу изучения факторов входит выявление наиболее изменчивого из них.

6. Методы определения значимости выделенных групп факторов существенно различны. Важнейшим моментом изучения рудогенических факторов при прогнозно-металлогенических построениях является установление наличия связи и силы ее между факторами и минерализацией. В основе методики ле-

жит определение частоты совместного проявления исследуемых факторов и минерализации, отнесенной к частотам проявления каждого из них. Изучение рудоконтролирующих факторов заключается в определении изменения силы их влияния (интенсивности) по мере удаления от данного фактора. Сама интенсивность может выражаться различными показателями (в содержаниях металла, в коэффициентах рудоносности и т. д.).

Оценка значимости рудолокализующих факторов заключается в определении их продуктивности, выраженной либо в запасах руды или металлов, либо в частоте локальных проявлений минерализации. Так могут быть охарактеризованы продуктивность литологических формаций, структурных типов рудных полей, однородных геологических позиций и т. д.

7. Таким образом, для количественного прогнозирования при металлогенических исследованиях наибольшее значение приобретают рудоконтролирующие факторы, определяющие пути движения минерализующих агентов.

УДК 552.313 : 553.062/.067 (042.2)

Е. Ф. Малеев

(Институт вулканологии СО АН СССР)

ВУЛКАНИТЫ КАК КРИТЕРИЙ СЛЕПОГО ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ

1. В последние годы широко применяется методика изучения вулканических формаций, основанная на фациальном анализе вулканитов, с целью реконструкции вулканических построек, установления центров извержения и перекрытых разломов (по которым поднималась магма), определения типов вулканов, типов извержений, типов вулканизма и пр.

2. Расшифровка истории наземного вулканизма позволяет наметить области развития не эродированных близповерхностных интрузий. Над близповерхностными интрузиями, перекрытыми вулканитами, располагается группа экструзий (обычно более кислого состава, чем предшествующие им вулканиты), сопровождающаяся полями гидротермально измененных пород. Изучение экструзий во многих случаях показало, что с глубиной они переходят в гипабиссальные интрузии и далее — в более крупные плутоны. Такие своеобразные вулкано-плутонические формации относятся к типу *не эродированных*. Изучение экструзий позволяет получить некоторую информацию о

невскрытых эрозией интрузиях: проекцию их на поверхность, ориентировочную глубину залегания по ксенолитам, примерный вещественный состав их, направление разломов, по которым внедрялись интрузии и шли гидротермальные растворы, т. е. ряд важных поисковых признаков.

3. В областях современного вулканизма, в пределах вулканов с дифференцированными продуктами извержений, располагаются группы экструзий среднего и кислого состава и проявляется современная гидротермальная деятельность (Паратунка, Паужетка, Семячик и др.). Здесь формируются фации вторичных кварцитов и пропилитизированных пород. Видимо, и в современных вулканических областях группы экструзий указывают на наличие близповерхностных интрузий, которые здесь представляют собой близповерхностные магматические очаги. Это позволяет заключить, что гидротермальный процесс в современных и древних вулканических областях связан с плутоническими фациями вулкано-плутонических формаций, а поверхностные вулканиты, типа экструзий, указывают на участки невскрытых интрузий. Причем поля гидротермально измененных пород, представленные в верхней части вторичными кварцитами, а в нижней — пропилитами, сопровождаются рудной минерализацией, что говорит о единстве процесса.

4. Многочисленные примеры Карпатского региона (Банская Штявница, Берегово, Великая Бегань, Бая-Маре) и других вулканических регионов показывают, что поля гидротермально измененных пород в верхней части разреза, где развиты вторичные кварциты, содержат кварцево-золоторудные и баритовые жилы, на глубину, в зоне пропилитизированных пород, переходящие в полиметаллические. В месторождениях типа Банской Штявницы на контакте близповерхностных интрузий с карбонатными породами фундамента образуются крупные скарновые залежи полиметаллических руд.

Таким образом, изучение вулканитов типа экструзий и сопряженных с ними полей гидротермально измененных пород позволяет выделить конкретные участки, перспективные для поисков слепого эндогенного оруденения.

УДК 553.062/067(235.216—17)(042.2)

С. Д. Туровский
(Институт геологии АН Киргизской ССР)

О КРИТЕРИЯХ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ МАГМАТОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ В СЕВЕРНОМ ТЯНЬ-ШАНЕ

Фонд легкооткрываемых, выходящих на дневную поверхность, месторождений в Северном Тянь-Шане с каждым годом сокращается. Давно выдвинута задача поисков скрытых на глубине рудопроявлений. Ведущая роль в этом принадлежит прогнозным картам.

Ниже рассматривается ряд критериев прогнозирования магматогенного оруденения на территории Северного Тянь-Шаня. Они делятся на две группы: региональные и локальные. Первые отражают закономерности размещения месторождений на территории всего Северного Тянь-Шаня и позволяют выделить потенциально перспективные районы, подлежащие последующему детальному изучению. Вторые являются выражением закономерностей локализации рудопроявлений на площадях, выявляемых региональными критериями. До некоторой степени они одновременно могут служить и общими поисковыми признаками.

К числу р е г и о н а л ь н ы х критериев мы относим:

1. *Магматический* — наличие изверженных пород, комагматичных прогнозируемому оруденению интрузивных комплексов. Развитие интрузивных образований того или иного возраста может служить индикатором возможного присутствия в этом районе рудной минерализации того же возраста.

2. *Геотектонический* — основные типы геотектонических элементов, которые определяют размещение рудных узлов с минерализацией того или иного возраста. Так, для образования верхнеордовик-нижнедевонского металлогенического этапа подобный контроль осуществляется крупнейшими протягивающимися на сотни километров в субширотном направлении зонами региональных разломов, чаще всего разделяющими структурно-фациальные подзоны Северного Тянь-Шаня (Таласская, Киргизская, Терскейская, Кунгейская, Заилийская и другие. Месторождения средне-верхнекарбонового этапа контролируются внутренними структурными элементами эпикаледонских депрессий, за пределами последних их нет; пермские — выступами допалеозойского фундамента, активизированными в пермский тектогенез, и пограничными зонами между эпикале-

донскими прогибами и каледонским или более древним окружением.

Среди локальных критериев можно выделить следующие:

1. *Интрузивные* — наличие продуктов конечных интрузивных фаз из числа главных, наличие малых интрузий кислого и основного состава соответствующих интрузивных комплексов, а также места погружения отдельных интрузивных тел, места повышенного скопления (кусты, пучки, рои, эшелоны и т. д.) даек малых интрузий. Особенно интересны и перспективны площади, на которых развиты породы третьих интрузивных фаз (аляскиты, лейкократовые граниты). В Северном Тянь-Шане эти интрузии сами генерируют разнообразные, иногда представляющие практический интерес поздне- и послеинтрузивные рудопроявления. Кроме того, и послемагматические месторождения пространственно достаточно близки к ним. Наличие пород малых интрузий может служить не только прогнозным, но и поисковым признаком на послемагматическую минерализацию. Именно в них или около них локализуются крупнейшие месторождения. Очень перспективными местами в отношении возможного обнаружения месторождений являются участки погружения интрузий конечных фаз.

2. *Структурные* — наличие рудоподводящих и благоприятных для локализации рудного материала структур. К числу последних, как показали наблюдения, относятся участки интенсивной раздробленности, осевые части антиклинальных складок и т. п.

3. *Рудные* — наличие рудопроявлений одной какой-либо или нескольких, пусть даже «безрудных», минералого-геохимических ассоциаций или формаций, являющихся отдельными звеньями единого генетического ряда рудных продуктов конкретно взятого тектоно-магматического этапа. Эти рудопроявления являются индикатором наличия практически интересного оруденения. Большую роль в этом отношении играют «безрудные» кварцевые жилы, особенно, если они развиты в большом количестве.

4. *Литологические* — наличие благоприятных для рудоотложения (по своему химическому составу, физико-механическим свойствам) разновидностей вмещающих пород, особенно загрязненных известняков (мергелистые, доломитистые).

5. *Минералого-геохимические* — наличие в том или ином районе ореолов рассеяния, зон околорудного метаморфизма, шлиховых ореолов, мелких минерализованных пунктов с минералами или химическими элементами, являющимися индикаторами практически интересного оруденения.

УДК 553.065.5 : 551.24 : 553.062/.067 (042.2)

А. С. Митропольский, В. П. Ковалев, С. В. Мельгунов
(Институт геологии и геофизики СО АН СССР)

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ В ЗОНАХ АКТИВИЗИРОВАННЫХ РАЗЛОМОВ КАК КРИТЕРИЙ ПОИСКОВ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

1. Проявления гидротермального метаморфизма пород широко распространены в складчатых областях, встречаясь в различной геологической обстановке, обычно тяготея к зонам активизированных разломов. В Алтае-Саянской складчатой области они характерны для пород девонских осадочно-вулканогенных толщ, слагающих верхние структурные ярусы. Наиболее интересны частные случаи проявления гидротермального метаморфизма, сопровождающиеся развитием рудной минерализации. Основное значение гидротермальных изменений состоит в возможности использования их в качестве критериев при поисках эндогенных месторождений. Этому вопросу посвящена обширная литература. Но в практике геолого-поисковых работ эти критерии обычно не учитываются. Геологи нередко регистрируют собственно околорудные изменения пород, часто не обращая внимания на гидротермальные изменения, затрагивающие породы в некотором удалении от рудных тел. Вместе с тем установление особенностей строения зон гидротермального метаморфизма с выявлением всех разновидностей измененных пород и выяснением условий размещения среди них оруденения имеет большое теоретическое и практическое значение, так как помогает решать вопросы генезиса рудной минерализации и позволяет правильно ориентировать поиски рудных выходов и слепых рудных тел.

2. Общая геологическая позиция зон гидротермально-измененных пород, содержащих оруденение, определяется размещением их вдоль крупных разрывных нарушений или структурно-ослабленных зон, прослеживающихся в верхних структурных ярусах над региональными длительно живущими разломами, заложенными в фундаменте. К ним же приурочена локализация небольших массивов близповерхностных интрузий гранитоидов, основных дайковых пород, жерловых и корневых аппаратов эффузивов. Гидротермальному метаморфизму подвергаются прежде всего трещиноватые и брекчированные породы, развитые непосредственно в зонах разломов, а также залегающие вблизи них, горизонты пористых пород — различных агломератов, туфов, песчаников. Перекристаллизация и

метасоматические преобразования значительно изменяют состав и внешний облик пород, например, диабазовые и андезитовые порфириты и их туфы приобретают светлую окраску и раковистый излом, в связи с чем нередко принимаются за первично порфировые и афировые разности кислых излившихся пород. По составу такие породы довольно разнообразны, среди них в зависимости от характера исходных пород и степени их гидротермально-метасоматических изменений выделяются: щелочно-амфиболовые, калишпатизированные и альбитизированные окварцованные породы, иногда с флюоритом и карбонатами, альбититы и кварциты. Обычно также перекристаллизованные породы, не испытавшие существенных изменений состава, их образование характерно для ранней стадии гидротермального метаморфизма.

3. Продукты гидротермального метаморфизма хорошо отличаются от неизмененных магматических и осадочных пород не только петрографическими признаками, но и петрохимическими особенностями. Это различие особенно четко проявляется при гидротермальных изменениях андезитовых и базальтовых лав одного из районов Сибири. В этих породах под действием метасоматических процессов происходит значительное увеличение относительного содержания глинозема и щелочей. В других случаях изменения пород характеризуются выносом оснований и резким возрастанием содержания кремнезема. Таким образом, в зависимости от характера гидротермальных изменений происходят соответствующие им определенные преобразования состава пород.

Гидротермальный метаморфизм приводит не только к изменениям минералогического состава пород, но и к значительным изменениям величины кларков содержащихся в них металлов. Концентрация и рассеяние рудных элементов наблюдается и при других гидротермальных процессах.

4. Оруденение и сопровождающие его околорудные изменения неразрывно связаны с общим регрессивно протекавшим процессом гидротермального метаморфизма и относятся к завершающим стадиям его развития. Рудная минерализация строго локализуется в пределах тех же структурно-тектонических зон, где получили широкое развитие рассмотренные выше гидротермальные изменения пород. Наличие такой пространственной и генетической связи позволяет ставить вопрос о необходимости включения в методику поисков эндогенных месторождений детального геолого-петрографического и геохимического картирования с целью изучения полей гидротермально-измененных пород и выделения среди них рудоносных участков.

УДК 553.0(042.2)

В. Т. Сургай
(Институт геологии АН Киргизской ССР)

К МЕТОДОЛОГИИ ПОЗНАНИЯ РУДНЫХ ПРОВИНЦИЙ

Анализ фактического материала по геологии и металлогении нашей страны, накопленного как самим автором (Урал, Кольский полуостров, Алтай, Центральный и Южный Казахстан, Донбасс, Кавказ, Закарпатье, особенно Тянь-Шань и другие районы Средней Азии—Кызыл-Кумы, Памир, Южно-Таджикская депрессия), так и другими исследователями, позволяет высказать ряд соображений и выводов по методологии и методам познания рудных провинций.

Теоретическая геохимия становится основой региональной прикладной геохимии. Металлогенические исследования приобретают все большую геохимическую направленность и становятся составной частью региональной прикладной геохимии, именно той ее частью, которая изучает условия локализации в земной коре химических элементов группы металлов. Таким образом фактически претворяются в жизнь известные рекомендации А. Е. Ферсмана (1939) заменить понятием о геохимических провинциях «старые представления о петрогенетических, металлогенических провинциях, так как новый термин более широко объединяет определенные ассоциации химических элементов». Актуальность этого предложения становится наиболее очевидной, когда по геохимическому поведению неметаллов, в частности минерализаторов, определяется природа концентраций металлических компонентов.

Выявление истинной природы месторождений полезных ископаемых, отличающихся большим разнообразием состава и генезиса, возможно только на базе объективного регионально-геохимического анализа, т. е. учета всех геологических процессов, протекающих в земной коре, обусловливающих или определяющих миграцию и накопление химических элементов. К таким процессам относятся: тектогенез, денудация и осадконакопление, метаморфизм и магматизм, гидрогенез и биогенез, парагенетическое развитие которых в различных сочетаниях и предопределяет в значительной мере геохимическую жизнь земной коры (В. И. Вернадский, А. Е. Ферсман, Ю. А. Билибин, автор и др.).

В новейшей литературе (Shimozu Yasuo, 1967) появились попытки подсчета с помощью дифференциальных урав-

нений материального баланса геохимического цикла: «горообразование — снос и растворение — осаждение и осадконакопление — метаморфизм — горообразование с периодическим дополнительным поступлением вещества из мантии». Подсчеты показывают, что «стационарное состояние цикла может быть достигнуто за время менее 200 млн. лет (время релаксации), т. е. до следующей эпохи орогенических движений, что за время существования земной коры ее вещество прошло, по меньшей мере, 20 циклов». Приведенный подсчет интересен не только тем, что в нем учитываются основные процессы земной коры, но и показом длительности геохимических циклов, в результате которых ее вещество претерпевает многократные осадочно-метаморфические (вероятно, имеются в виду и ультраметаморфические-магматические) преобразования.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что ранее безраздельно господствовавшая универсальная и ортодоксальная теория магматогенного рудообразования не может быть признана основой регионально-геохимического (и металлогенического) анализа отдельных провинций или земной коры в целом. Равно как и ныне бурно развивающаяся теория осадочного рудообразования не может претендовать на универсальность. При таком анализе должно быть не декларативное признание необходимости учета роли и значения всех геологических процессов в образовании месторождений полезных ископаемых, как это принято в большинстве современных металлогенических исследований, фактически остающихся на магматогенных позициях, а детальный объективный разбор влияния парагенетических связей или отдельных процессов на миграцию и накопление рудообразующих компонентов.

Становится также совершенно очевидным, что не только тектоно-магматические процессы являются решающими в формировании и развитии рудных провинций, но с не менее важной ролью в них могут участвовать и тектоно-денудационные, тектоно-седиментационные, тектоно-метаморфические, тектоно-гидрогеологические и иные факторы (например, тектоно-орогенические, тектоно-климатические и проч.), связанные с тектоногенезом. Именно ими обусловлено формирование и развитие структурно-фациальных зон земной коры с их сложной геохимической жизнью, определяющей пространственное положение и геологическую позицию геохимических и металлогенических систем (геохимических поясов, их провинций, зон, узлов, бассейнов и т. п.).

Указанные основные принципиальные положения убедительно подтверждаются примером регионально-геохимическо-

го (и металлогенического) анализа Тянь-Шаньской геохимической провинции.

Основным методическим приемом регионально-геохимического анализа этой сложной, гетерогенной и полицикличной, провинции служил палеоструктурно-фациальный анализ. При этом учитывалось формирование и развитие ее структурно-фациальных зон, подзон, «седиментационных прогибов», «антиклинальных отмелей», «остаточных мульд» (по Н. М. Синицыну) с их геологическими формациями (осадочными, метаморфическими, магматическими), краевыми и внутренними разломами и складчатыми деформациями, а главное — геохимические особенности формаций (содержание в них типоморфных химических элементов, рудопроявлений и месторождений).

Такой анализ позволил выявить условия образования важнейших рудоносных и потенциально рудоносных формаций, определяющих геохимическую и металлогеническую специализацию структурно-фациальных элементов провинций. Удалось также подметить главную регионально-геохимическую закономерность развития провинции. Она состоит в тагненциальном потоке вещества земной коры от областей сноса, его площадном и стратифицированном накоплении в областях седиментации в виде дифференцированных литологических, потенциально рудоносных и рудоносных формаций (в частности, стратиформных рудных залежей), претерпевших в истории своего геологического развития разнообразные эндогенные (магматогенные, метаморфогенные, парагидротермальные) и экзогенные (стратиграфически-контактовые, денудационные и вадозно-инфильтрационные) преобразования.

УДК 553.065:551.24(042.2)

В. М. Лапин

(Институт геологии АН Киргизской ССР)

ВОПРОСЫ ПРАКТИЧЕСКОЙ ОЦЕНКИ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РУДОПРОЯВЛЕНИЙ, СВЯЗАННЫХ С ЗОНАМИ ПОВЫШЕННОЙ ТРЕЩИНОВАТОСТИ ПОРОД

При выяснении генезиса гидротермальных месторождений важную роль приобретает изучение структурных условий локализации оруденения. Такое изучение облегчается знанием закономерностей возникновения трещин различных генетиче-

ских типов, в том числе важных для локализации гидротермального оруденения зон повышенной трещиноватости пород. Зоны трещиноватости могут возникать в связи с подвижками вдоль главных нарушений, а также представлять самые верхние части крупных нарушений или иметь другую генетическую природу. Подход к оценке приуроченных к ним рудопроявлений в этих случаях должен быть различным.

Влияние трещинных структур на локализацию гидротермального оруденения мы рассмотрим на примере редкометальных рудопроявлений одного из районов Средней Азии, представлявшего в период оруденения каледонскую платформу, активизированную герцинскими тектоническими движениями, сопровождавшимися внедрением кислых и щелочных гранитоидных магм. Рудопроявления залегают внутри интрузивных массивов.

Как показывает опыт изучения гидротермальных редкометальных месторождений, по структурно-геологическим условиям образования, факторам, влияющим на локализацию оруденения, и другим признакам эти месторождения не имеют сколько-нибудь существенных отличий от жильных и штокверковых среднетемпературных месторождений свинца, цинка, меди, олова и других металлов. Поэтому сказанное ниже в отношении редкометального оруденения может быть применено и к другим месторождениям сходного генезиса.

Значение дизъюнктивных нарушений и трещинных структур, как известно, состоит в том, что они служат путями для проникновения рудоносных растворов, оказывают влияние на скорость продвижения растворов, способствуют нарушению в них физико-химического равновесия и при определенных условиях становятся местом концентрации рудных компонентов.

Рудоотложение может происходить как в пределах небольших разрозненных трещин, так и захватывать относительно крупные блоки трещиноватых пород с образованием промышленно ценных рудных тел. При прочих равных условиях более крупные концентрации руд возникают в участках относительно большей тектонической раздробленности пород.

Характерной особенностью известных в районе и в прилегающих областях редкометальных месторождений является то, что оруденение в них приурочивается к участкам повышенной трещиноватости пород, часто подвергавшихся гидротермальному изменению. Разрозненные минерализованные трещины характеризуются незначительными размерами рудных тел. Поэтому ниже мы рассмотрим те структивные условия, которые являются благоприятными для возникновения достаточно протяженных и мощных зон интенсивной трещиноватости пород, а

также некоторые особенности связанных с ними рудоносных зон.

В изученном районе такие зоны возникают вблизи плоскостей главных нарушений, имеющих протяженность от 1,5—2,0 *км* и более. Они отмечаются как в участках изменения простирания разломов, так и при изменении углов их падения. В редких случаях зоны трещиноватости возникают на прямолинейных интервалах главных нарушений.

В участках искривления разломов *по простиранию* возникает сближенная система сколовых трещин, как бы повторяющая основное направление разлома. Такая система возникает на приоткрытом интервале главной трещины, по обе стороны от неё.

Ближе к плоскости основного нарушения количество мелких трещин увеличивается и они становятся более разнообразными по простиранию, а с удалением от него как в одну, так и в другую сторону их становится меньше, и лишь отдельные сколовые трещины, сопровождающиеся гидротермальными изменениями и дайками основных пород, прослеживаются на расстояние до первых сотен метров от главного шва. Такие зоны трещиноватости устойчиво продолжаются на значительную глубину и являются надежными в смысле непрерывности распространения в них оруденения. Если в пределах рассматриваемых зон с поверхности будут встречены признаки рудной минерализации или геохимические ореолы рассеяния металлов, то уже первые неглубокие скважины после опробования керна могут дать ответ, имеем мы дело с убыванием или с нарастанием интенсивности минерализации на глубину. В таких зонах трудно ожидать пережимов оруденения, связанных со структурными факторами, поэтому убывание содержаний полезного компонента на глубину, по всей вероятности, свидетельствует о выклинивании оруденения. И наоборот, повышение его содержаний на небольшой глубине позволяет надеяться на то, что на более глубоких горизонтах встретятся руды с кондиционными содержаниями.

В участках искривления разломов *по падению* возникают зоны трещиноватости, которые, в отличие от предыдущих, распространены только с одной стороны от главного нарушения. В случае пологих надвигов, распространенных в изученном районе, они локализуются с висячих боков нарушений и приурочиваются к интервалам с относительно более пологими углами падения. С приобретением нарушением нормального угла падения исчезает и зона повышенной трещиноватости или, что то же самое, резко уменьшается мощность зоны гидротермального изменения пород. Такая же картина наблюдается

и по линии падения надвиговых швов. Пережимы зон трещиноватости по падению нарушений происходят неоднократно. В связи с перечисленными особенностями рассматриваемых зон и приуроченных к ним рудопроявлений вытекают и методические приемы их оценки на глубину. В данном случае для уверенного вывода о сокращении или нарастании интенсивности и масштабов оруденения на глубину единичных скважин уже недостаточно. Скважины приходится проходить в профилях так часто, чтобы с помощью геологических разрезов можно было однозначно решить, с какими изменениями в элементах залегания основного рудоконтролирующего нарушения коррелируются изменения в поведении оруденения.

Единичные буровые скважины ответа на поставленный вопрос не дадут, и отсутствие руды в таких скважинах может быть проинтерпретировано как ее отсутствие вообще на глубине.

В случае нарушений комбинированного типа (например, взбросо-сдвигов) сопровождающие их зоны повышенной трещиноватости склоняются соответственно погружению тех граней разломов, которые испытывали приоткрывание и с которыми эти зоны связаны генетически.

Таким образом, из приведенных выше данных можно заключить, что одним из важных этапов оценки рудопроявлений, связанных с зонами повышенной трещиноватости пород, является установление генетической природы рудоконтролирующих разломов и направлений подвижек по ним еще в дорудные этапы. Приуроченность трещинных зон к тем или иным участкам изменения элементов залегания рудоконтролирующих разрывов может, в свою очередь, указывать, какие направления перемещений вдоль разломов сопутствовали их образованию.

Используя полученные при изучении трещинных структур данные, можно более эффективно, более надежно и с наименьшими затратами производить оценку связанных с ними рудопроявлений, металлометрических аномалий и других проявлений рудной минерализации.

УДК [51+553.0](042.2)

В. А. Воронич, А. В. Нагаев
(Министерство геологии Узбекской ССР)

ВОЗМОЖНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ МАТЕМАТИКИ В МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

Для математической обоснованности металлогенических исследований необходимо прежде всего жесткое разделение всех геологических явлений на два различных класса: 1) явления статистической геологии, т. е. которые обнаруживаются в законченном, «закоснелом» виде в естественных или искусственных обнажениях, 2) явления динамические, относящиеся к происходящим или происходившим процессам внутри Земли.

Среди первого класса явлений главное, что интересует геолога, — установление закономерностей пространственного распределения концентраций полезных компонентов и, прежде всего, установление устойчивых ассоциаций элементов и минералов. Для этого класса явлений, а он должен быть фундаментом металлогенических построений, математические методы могут иметь весьма широкий диапазон применимости. В основе будет лежать количественная обработка эмпирических данных, с помощью которой выявленные математические закономерности легко смогут быть интерпретированы геологически в приложении принципа аналогии.

Для второго класса явлений пока преобладают теории, идеи, гипотезы. Тем не менее историзм и генетическая сущность иных явлений, как то: образование осадочных пород и месторождений, могут быть выражены в объективных категориях, поддающихся математизации.

Для эффективного воздействия математики необходимо выполнение следующих условий:

1. Выделение из всего обилия геологической информации таких признаков, которые не могут иметь неоднозначных толкований.

2. Формально-логическая классификация признаков. Часто удачная классификация решает многие из поставленных задач.

3. Предпочтение индуктивного метода исследований для площадей, подвергающихся количественной оценке. Движение от тщательно изученного известного к неизвестному.

Выполнение этих условий даст возможность применить современные математические методы: математическую логику,

математическую статистику, эвристическое программирование (распознавание образов и др.) с помощью электронно-вычислительных машин.

УДК 553.0(235.216-15):51(042.2)

Т. М. Воронич, Ф. А. Усманов
(Институт геологии и геофизики АН Узбекской ССР)

ОПЫТ ИЗУЧЕНИЯ НЕКОТОРЫХ ВОПРОСОВ МЕТАЛЛОГЕНИИ ЧАТКАЛО-КУРАМИНСКИХ ГОР МЕТОДАМИ МАТЕМАТИЧЕСКОЙ СТАТИСТИКИ

1. Методами математической статистики изучены закономерности пространственного взаимного расположения эндогенных месторождений Чаткало-Кураминских гор и связь месторождений различных типов с геологическими факторами.

2. Рассматривая месторождения как точки на плоскости (что допустимо в пределах средних и мелких масштабов), каждой из которых приписан один из l признаков, пронумерованных от 1 до l, по выборке вычисляются оценки разности

$$P_{i/jR_k} - P_i = \Delta P^i{}_{/jR_k} \qquad (1)$$

и

$$Q_{ij,R_k} = \varphi(P_i,\ P_{i/jR_k}), \qquad (2)$$

где

P_i — вероятность встречи месторождения типа $i - A_i$ в совокупности из N месторождений, $i = 1, 2, 3....j...l$;

P_{i/jR_k} — условная вероятность встречи месторождения типа $i - A_i$ среди месторождений, расположенных от A_i на расстояниях от r_k до R_k;

$r_k \leqslant x \leqslant R_k$; $R_k = r_k + \Delta r = k\Delta r$; $r_k = (k-1)\Delta r \geqslant 0$; $k = 1,2,3....$

x — значения расстояний между месторождениями, для которых вычисляются оценки (1) и (2);

$Q_{ij,\ R_k}$ — какой-либо из коэффициентов связи для двух качественных признаков — i и j при $r_k \leqslant x \leqslant R_k$, $(-1 \leqslant Q \leqslant 1)$.

Месторождения типов i и j при $r_k \leqslant x \leqslant R_k$ будем называть независимыми, если $\Delta P_{i/jR_k} = 0$; ассоциирующими — если $\Delta P_{i/jR_k} > 0$; антагонистическими — если $\Delta P_{i/jR_k} < 0$.

В случае, когда связь между A_i и A_j исчезает при больших значениях x

$$\lim_{R_k \to \infty} \Delta P_{i/jR_k} = 0;\ \lim_{R_k \to \infty} Q_{ij,\ R_k} = 0$$

Если $\Delta P_{i/j R_k} \neq 0$; $Q_{ij, R_k} \neq 0$ при $R_k \leqslant R_{sup}$ и $\Delta P_{i/j R_k} = 0$; $Q_{ij R_k} = 0$ при $R_k > R_{sup}$, R_{sup} будет наибольшим значением R_k, когда связь между A_i и A_j еще сохраняется. В общем случае $\Delta P_{i/j R_k} = f(R_k)$. Явный вид этой функции можно установить опытным путем, получая выборки для разных значений K.

3. В целях изучения закономерностей пространственного взаиморасположения для 612 месторождений и рудопроявлений[1] четырех генетических типов, восьми формаций и 15 металлов были получены 14 выборок (7—по генетическому признаку, 7 — по металлам), для следующих значений R: $R_1 = 2$ *км*, $R_2 = 4$ *км*, $R_3 = 6$ *км*, при $\Delta r = 2$ *км*.

Признаки, т. е. принадлежность месторождений к какому-либо типу, были закодированы числами и затем для каждой выборки с помощью специально составленной программы на ЭВМ «Урал-2» вычислялись различные коэффициенты связи и информационные характеристики.

Отметим некоторые статистические закономерности. Для большинства типов месторождений устанавливается стохастическая зависимость во взаимном расположении. Сила и знак связи зависят от расстояния между месторождениями, существенно различны в разных структурно-фациальных единицах, отличны для разных генетических, минеральных и формационных типов месторождений.

При изученных значениях R месторождения можно отнести к одной из следующих групп: 1) ассоциирующиеся, 2) антагонистические, 3) не связанные.

К ассоциирующимся относятся, как правило, месторождения одного и того же генетического типа или металла. Причем наиболее ярко выражены связи ($\hat{Q} = 0{,}7$; 0,9) среди месторождений, имеющих стратиграфический контроль («телетермальные» в карбонатных породах, вторичнокварцитовые формации). Очень сильные связи ($\hat{Q} = 0{,}8$; 0,9) характерны для низкотемпературных месторождений, контролирующихся зонами региональных разломов (кварц-карбонат-барит-флюоритовой формации и др.). Сильные связи ($\hat{Q} = 0{,}6$; 0,9) среди высокотемпературных месторождений (скарновых, пегматитовых и грейзеновых групп, а также грейзеновых и пегматитовых).

По минеральным типам особенно сильную положительную связь обнаруживают месторождения редкометальной группы

[1] Далее вместо «месторождения и рудопроявления» написано «месторождения».

(W, Sn и др.), As и Hg. Значимые связи для месторождений Au и Mo, Hg; Bi и Mo, Sn.

К антагонистическим относятся месторождения скарновые и гидротермальные, скарновые и «телетермальные» и др.

Пространственными антагонистами являются месторождения Cu и Sn; CaF_2 и Fe, Mo, As и др.

С увеличением расстояния между месторождениями от 0 до 6 *км* сила связи в большинстве случаев уменьшается, но иногда почти не изменяется (например, для пегматитовых и грейзеновых формаций).

Отмечается различный характер связей для различных структурно-фациональных подзон. Например, для Чаткальской подзоны скарновые и пегматитовые месторождения являются ассоциирующимися (район кислых аляскитоидных интрузий), в Кураминской — нет. Для месторождений Bi и Mo в Чаткальской подзоне связи положительные, в Кураминской — отрицательные.

Наибольшую информацию о том, какого типа месторождения могут находится вблизи данного, несут пегматитовые (0,9 bit), грейзеновые (1,0 bit) месторождения, а также месторождения Sn (0,8 bit). Вычислены следующие оценки полной взаимной информации I и информационного коэффициента корреляции ρ. Для группы генетических признаков — Чаткальская подзона: $I=0{,}39$, bit, $\rho=0{,}64$; Кураминская подзона: $I=0{,}21$ bit, $\rho=0{,}50$; по металлам — Чаткальская подзона: $I=0{,}30$ bit, $\rho=0{,}58$; Кураминская подзона: $I=0{,}11$ bit, $\rho=0{,}37$.

С увеличением расстояния между месторождениями I и ρ в общем уменьшаются.

4. Дается геологическая интерпретация эмпирических, статистических закономерностей.

Выявленные закономерности позволяют с количественных позиций подойти к оценке степени концентрации рудных объектов как для отдельных металлов, так и для их групп, подойти с этих же позиций к вопросу региональной зональности, понятию рудных узлов и полей, наметить новые пути в прогнозировании.

III. МАГМАТИЗМ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ

УДК 553.061.2(042.2)

В. С. Коптев-Дворников, М. Г. Руб
(ИМГРЭ)

ПРОБЛЕМА МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

1. Проблема металлогенической специализации имеет не только теоретическое, но и большое практическое значение. Однако по кардинальному вопросу разбираемой проблемы: существует ли геохимическая и металмогеническая специализация магматических комплексов,— пока еще нет единого мнения. Имеющийся в настоящее время фактический материал, отчасти изложенный в сборнике «Металлогеническая специализация магматических комплексов» (1964), частично опубликованный позднее [Р. Д. Гавринин и др. (1966), В. И. Гоньшакова и др. (1965), Р. Т. Джрбащян (1965), Э. П. Изох (1966), В. А. Лейгендо (1967), В. В. Ляхович (1967), А. Х. Мнацакапян (1965), М. Г. Руб (1965, 1967), С. Д. Туровский (1965, 1967) и др.], а также неопубликованные материалы свидетельствуют о существовании геохимической и металлогенической специализации магматических комплексов.

2. Петрохимические особенности магм различных формаций определяются ассоциациями петрогенных элементов. Под геохимической специализацией понимают такие уровни первичных содержаний акцессорных элементов и летучих компонентов в изверженных горных породах, которые превышают планетарные кларки.

Наличие геохимической специализации магматических комплексов является следствием гетерогенности состава и строения отдельных участков земной коры и верхней мантии, в которых происходило магмообразование. Геохимическая специализация — проявление этой гетерогенности во времени и пространстве. Гетерогенность в пространстве сказывается в наличии различных геохимических металлогенических провинций, поясов и узлов.

В настоящее время не существует ясности в количественном определении термина геохимическая специализация. Мы так

же, как и другие, полагаем, что для этого достаточно увеличение средних содержаний элементов в 1,5—2 раза по сравнению с планетарными кларками.

Под металлогенической специализацией следует понимать такие первичные содержания рудных элементов и летучих компонентов в магме, которые в совокупности с благоприятными физико-химическими и геологическими условиями определяют образование месторождений. Металлогеническая специализация или рудообразующая способность магматических комплексов определяется как повышенным содержанием рудных элементов и летучих компонентов в магме, так и благоприятными условиями, в которых происходило формирование данного магматического комплекса, приводящими к концентрации полезного компонента в рудопроявлениях. Рудоносными обычно являются сложные, многофазные комплексы. Об условиях формирования этих комплексов мы судим по разнице в содержаниях рудных элементов и летучих компонентов в представителях ранних и поздних фаз данного комплекса. Обычно показателем рудообразующей способности магматических комплексов является существенное увеличение содержания летучих компонентов и рудных элементов в представителях поздних фаз по сравнению с ранними и неравномерное распределение упомянутых элементов в породах поздних фаз.

3. До настоящего времени при сравнении поведения акцессорных элементов обычно используются их средние планетарные значения (А. П. Виноградов, 1962). Однако для решения региональных петрологических и практических задач большую роль должны играть местные, региональные кларки. Они позволят нам ввести количественные представления для оценки геохимической специализации отдельных регионов, провинций и т. д.

4. В настоящее время доказано наличие металлогенической специализации магматических комплексов в отношении Sn, Ta, Nb, F и др. и выявлены закономерности формирования и особенности состава рудоносных магматических комплексов. Примером, подтверждающим наличие первичной специализации магматических комплексов, является присутствие в эффузивных породах редкоземельных минералов, образовавшихся до остывания основной стекловатой массы лав, а также наличие флюоритсодержащих шаровых лав. Кроме того, об этом свидетельствует также повышенное содержание рудных элементов и летучих компонентов, в отношении которых происходит специализация в породообразующих и акцессорных минералах.

5. Изучение распределения содержания редкоземельных

элементов, фтора, бора и олова в породообразующих и акцессорных минералах различных регионов СССР показало, что акцессорные минералы являются главными концентраторами рудных элементов и одним из индикаторов металлогенической специализации магматических комплексов. Состав акцессорных минералов и содержание в них тех или иных элементов-примесей отражает геохимические особенности магмы. Другим индикатором металлогенической специализации магматических комплексов являются обычно цветные минералы, в частности биотит. Состав и количество акцессорных элементов в этих минералах позволяет судить о характере и масштабах металлогенической специализации.

6. Металлогеническая и геохимическая специализация магматических комплексов определяется петрохимическими и геохимическими особенностями исходной магмы; количеством и составом газовой фазы; особенностями геологических и физико-химических условий, в которых происходит формирование этих комплексов.

7. Необходимо дальнейшее изучение проблемы металлогенической специализации магматических комплексов. При этих исследованиях нужно использовать определения изотопного состава свинца, бора, олова и др. в сквозных минералах, присутствующих в магматических породах и сопровождающих их постмагматических образованиях. Необходимо изучать форму вхождения рудных элементов и летучих компонентов в породообразующие и акцессорные минералы, степень равномерности распределения полезных компонентов в магматических породах и разницу в содержании их в ранних и поздних производных данного комплекса. Петрографические и петрогеохимические исследования должны иметь хорошую геологическую основу.

УДК 553:552.3211/4:551.24(042.2)

Г. А. Гринберг, Б. Л. Флеров
(Институт геологии Якутского филиала СО АН СССР)

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ГРАНИТОИДОВ АКТИВИЗИРОВАННЫХ ОБЛАСТЕЙ

1. Наряду с гранитоидным магматизмом, завершающим развитие ортогеосинклиналей, в ряде обширных областей существует наложенный гранитоидный магматизм, не связанный с предшествующей историей развития этих областей и одновре-

менно проявленный в различных по строению, возрасту и истории формирования тектонических структурах. Условия становления, закономерности размещения и металлогения этих двух типов гранитоидов существенно различны. Соответственно различными должны быть и принципы металлогенического анализа областей развития «геосинклинального» и «внегеосинклинального» гранитоидного магматизма.

2. Позднемезозойский «внегеосинклинальный» гранитоидный магматизм чрезвычайно широко проявлен в различных тектонических областях Восточной Азии (Монголо-Охотский пояс, Становый хребет, Алданский щит, Юго-Восточный Китай и др.). Принято считать, что он здесь связан с процессами тектонического развития сопредельных мезозоид Восточной Азии, где гранитоидные интрузии завершают геосинклинальное развитие и связаны с главной фазой складкообразования. Детальное изучение структурного положения позднемезозойских магматических образований Верхояно-Чукотской мезозойской геосинклинальной области и анализ развития магматизма в ходе структурной эволюции мезозоид показывает, что к началу позднемезозойского магматизма (верхняя юра) формирование основных складчатых структур было закончено. Позднемезозойскому гранитоидному магматизму не предшествовал магматизм, характерный для собственно геосинклинального этапа развития геосинклинальных областей. Пространственное расположение гранитоидных интрузивов не зависит от складчатых структур и контролируется протяженными трансрегиональными разломами, пересекающими различные структурные элементы. По всем этим особенностям позднемезозойский гранитоидный магматизм Верхояно-Чукотской области существенно отличается от гранитоидного магматизма поздних этапов развития геосинклинальных областей. Это позволяет считать, что не только в сопредельных с мезозоидами структурах более древней консолидации, но и в собственно мезозоидах Северо-Восточной Азии позднемезозойский магматизм связан не с завершающим геосинклинальное развитие этапом, а с общими для всего Тихоокеанского пояса процессами тектонической активизации, охватившими в позднем мезозое разнообразные тектонические структуры внешней части пояса.

3. Намечается определенная эволюция состава магматических образований в течение позднемезозойского цикла. Ранней стадии (верхняя юра) соответствует во внутриматериковых районах Верхояно-Чукотской области андезитовая формация. Со средней стадией (верхняя юра — мел) связан грандиозный гранитоидный магматизм; для поздней стадии (палео-

ген) характерно развитие формации платобазальтов. Эта последовательность отражает лишь в самом общем виде эволюцию позднемезозойского магматизма. В деталях она значительно сложнее, и в разной структурной обстановке отмечается одновременное проявление различных магматических формаций. Сжатый во времени ряд магматических формаций с общей последовательностью от основных (средних) к кислым, является, по-видимому, характерной особенностью «внегеосинклинального» магматизма активизированных областей. Другой особенностью этого типа магматизма является одновременное проявление разных магматических формаций в разных тектонических структурах, что, вероятно, связано с многоэтажным расположением магматических очагов и различной проницаемостью разнородных структурных элементов.

4. Характерной особенностью металлогении гранитоидов активизированных зон является их многометальная геохимическая специализация. В связи с отдельными гранитоидными интрузивами известны пространственно сближенные рудопроявления олова, вольфрама, молибдена, золота, свинца и редких элементов. Это обусловливает пространственную сопряженность различных рудных формаций в одних и тех же районах, а также наличие комплексных месторождений. В то же время различные условия становления гранитоидных интрузивов с однотипной геохимической специализацией определяют образование тех или иных рудных формаций.

5. Гранитоидный магматизм активизированных областей сопровождается формированием особого типа тектонических структур. В сопредельных с мезозоидами областях Восточной Азии это наложенные впадины и поднятия (структуры восточноазиатского типа, по М. С. Нагибиной). В пределах мезозоид Северо-Востока Азии в позднем мезозое также формируются наложенные впадины и поднятия. С развитием именно этих структур по времени совпадал позднемезозойский гранитоидный магматизм. Гранитоидные интрузивы Верхояно-Чукотской области пространственно приурочены к продольным и поперечным поднятиям. Эти структуры являются отчетливо более поздними по отношению к основным скадчатым структурам мезозоид и часто пересекают их. Таким образом, как и везде, позднемезозойские гранитоиды Северо-Востока Азии связаны с поднятиями, но эти поднятия не завершают геосинклинальное развитие мезозоид, а являются наложенными на раннее сформированные мезозойские складчатые структуры. Это обстоятельство определяет несовпадение тектонического и металлогенического районирования активизированных областей. При составлении металлогенических карт активизиро-

ванных областей оконтуриванию наложенных структур должно уделяться особое внимание. В то же время развитие наложенных структур в пределах различных структурно-фациальных зон предшествующего этапа определяет появление различных фациальных типов гранитоидов и разнообразие связанных с ними рудных формаций.

УДК 553.0:552.3(255.21(042.2)

В. Л. Хомичев
(СНИИГИМС)

ПЕТРО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ВАРИАЦИИ РУДОНОСНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ (на примере Кузнецкого Ала-Тау)

Рудоносные магматические комплексы, как правило, значительно дифференцированы и в разных частях регионов соотношение основных, средних и кислых производных меняется в широких пределах. Одновременно меняется масштаб и характер металлогенической специализации комплекса. Одну из причин таких петро-металлогенических вариаций магматических комплексов, а именно: геотектоническую причину — и попытался вскрыть автор на Кузнецком Ала-Тау.

Она заключается в том, что каждый магматический комплекс имеет определенную геотектоническую позицию, но в пределах «родных» для него зон, в силу их неоднородности набор пород и связанных с ними рудных формаций существенно меняется, а при выходе в соседние, «чужие», зоны такие изменения еще более значительны, вплоть до полного отсутствия рудных образований.

Ведущими рудоносными комплексами Кузнецкого Ала-Тау являются Мартайгинский габбро-диорит-гранодиоритовый, Тигертышский микроклиновых «батолитовых» гранитов и Тельбесский диорит-гранит-граносиенитовый. Первый из них локализуется в подвижных эвгеосинклинальных зонах, второй — в устойчивых изометричных миогеосинклинальных блоках Хакасии,— в периферическом флишоидном прогибе западной окраины Кузнецкого Ала-Тау и в наложенных впадинах восточного склона.

В Мартайгинском комплексе габброиды концентрируются в тех участках подвижных зон, где разломы имеют наибольшую глубину заложения. На этих участках широко развиты и гипербазиты. С удалением от разломов и с уменьшением их

глубинности габброиды уступают место средним типам пород, а еще дальше — кислым. С выходом комплекса в соседние жесткие структуры резко возрастает щелочность и основных, и средних, и кислых пород.

Таким образом, в зависимости от характера и количественных соотношений пород в той или иной зоне в составе Мартайгинского комплекса выделяется ряд вариаций:

1) перидотит-пироксенит-габбровая;
2) габбро-диоритовая и габбро-монцонитовая;
3) габбро-диорит-гранодиоритовая;
4) диорит-гранодиоритовая и монцонит-гранодиоритовая;
5) существенно гранодиоритовая и
6) существенно плагио-гранитовая.

Мартайгинский комплекс является ведущим в золотоорудении, но промышленные месторождения кварц-сульфидно-золоторудной и кварц-шеелит-золоторудной формаций связаны главным образом с пятой и шестой вариациями, с четвертой связаны небольшие месторождения кварц-кальцит-золото-шеелитовой формации. Все это в пределах «родных» для комплекса подвижных зон. С выходом его массивов в «чужие» структуры рудообразующая способность комплекса резко падает.

В Тигертышском комплексе по соотношению тех или иных гранитоидов выделяется три вариации:

1) существенно гранодиорит-гранитовая (породы II фазы);
2) существенно гранит-аплитовая (породы III фазы) и
3) промежуточная между ними.

Металлогеническая специализация вариаций выражена еще лучше: с первой связаны многочисленные скарновые месторождения и рудопроявления меди, отчасти вольфрама, со второй — крупные штокверковые месторождения молибдена, с третьей — те и другие и сложные медно-молибденовые месторождения.

При выходе комплекса в «чужие» подвижные зоны металлогеническая нагрузка быстро сходит на нет.

Тельбесский комплекс по западной окраине Кузнецкого Ала-Тау (Тельбес-Золотокитатский прогиб) представлен габбро-диоритовой, габбро-диорит-гранитовой и диорит (монцонит)-гранитовой вариациями, из которых первая безрудная, а с двумя последними связано основное железооруденение. На восточном склоне Кузнецкого Ала-Тау развита исключительно гранитовая или гранит-граносиенитовая вариация комплекса и в связи с ней известны месторождения меди и полиметаллов.

Рассмотренные петро-металлогенические вариации рудоносных магматических комплексов не получили еще необходи-

мого теоретического обоснования, но выделение и изучение их должно способствовать выяснению закономерностей размещения полезных ископаемых и металлогеническому прогнозированию.

УДК [552.3+553.0] (575.2.11) (042.2)

Т. А. Додонова

(Управление геологии Киргизской ССР)

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КИРГИЗСКОЙ ССР

Проблемы эндогенной металлогении не отделимы от изучения изверженных пород и процессов магматизма. Вся практическая деятельность, связанная с извлечением минерального сырья из земных недр, подтверждает это положение.

В основу настоящего сообщения положены новые данные, полученные при проведении петрологических исследований, начатых Управлением геологии Киргизской ССР в 1964 г.

Обследованная территория подразделяется на три структурные области: Северо-Тянь-Шаньскую, Срединно-Тянь-Шаньскую и Южно-Тянь-Шаньскую. Первая является каледонским складчатым сооружением, третья — герцинским. Срединный Тянь-Шань мы рассматриваем как древнейшую протерозойскую складчатую область, перешедшую в платформу в начале позднего протерозоя. В течение палеозоя эта область активизировалась сначала с Северным, а затем с Южным Тянь-Шанем.

В Южно-Тянь-Шаньской области нами выделены Ат-Баши-Иныльчекская эвгеосинклинальная и Кок-Шаальская миогеосинклинальная структурно-формационные зоны. В Южной части Северного Тянь-Шаня выделена Сарыторская структурно-формационная зона миогеосинклинального типа. В Срединном Тянь-Шане выделяется Сары-Джазский блок, характеризующийся платформенным режимом на протяжениии всего палеозоя.

Магматические формации мы классифицируем по этапам развития подвижных областей. Формации геосинклинальных этапов — диабазовая, спилито-кератофировая, андезито-спилито-диабазовая, трахиандезитовая, плагиогранитовая, кварцево-монцонитовая; орогенных этапов — габбро-ультрабазитовая, батолитовая гранитоидная, гранитовая, трахибазальтовая; геоантиклинальных этапов — риолитовая, щелочно-сиенитовая, малых интрузий аляскитового состава; платформенного

этапа — трапповая, щелочных сиенитов, щелочно-базальтоидная и трахибазальтовая; этапа активизации древней платформы — андезитовая, метасоматическая щелочных сиенитов, габбро-граносиенитовая, гранитоидная, андезито-базальтовая и аляскитовая.

Вулканические и вулкано-плутонические формации всех этапов развития, а также интрузивные формации геосинклинальных этапов в нашем районе являются безрудными. Из интрузивных формаций орогенных этапов повышенной металлоносностью характеризуется габбро-ультрабазитовая. Батолитовая формация является безрудной. Наиболее продуктивны формации геоантиклинального этапа и этапа активизации древней платформы. Из формаций платформенного этапа рудоносными могут оказаться трапповая и щелочных сиенитов.

Новые данные позволяют сделать следующие выводы о металлогении района:

1. Сары-Джазский блок и другие участки с докембрийским основанием в Срединном Тянь-Шане и Сарыторской зоне должны характеризоваться металлогенией платформенного типа, на которую может быть наложена металлогения этапа активизации платформы (вольфрам, золото, железо).

2. Выявление метасоматических нефелиновых сиенитов (Чон-Ашуйский комплекс) в зоне разлома, разделяющего Северный и Срединный Тянь-Шань, выдвигает необходимость ревизии тектонических границ Срединного Тянь-Шаня на поиски зон проявления щелочного метасоматоза, с которыми может быть связано редкометальное оруденение.

3. Оловянные месторождения в Ат-Баши-Иныльчекской зоне связаны с малыми интрузиями аляскитового состава, формировавшимися на небольших глубинах на завершающих стадиях развития подвижной области.

4. Кокшаальская зона в связи с отсутствием изверженных пород является бесперспективной на поиски эндогенных рудопроявлений. Интрузивные щелочные породы (Джангартский комплекс), с которыми ассоциирует золотая и редкометально-карбонатитовая минерализация, вероятно, связаны с магматизмом Таримской платформы.

УДК [552.3+553.0]:551.735.9(573.3-17)(042.2)

С. М. Бабаходжаев
(Институт геологии АН Таджикской ССР)

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА И МЕТАЛЛОГЕНИИ ВОСТОЧНОГО КАРА-МАЗАРА (Северный Таджикистан)

1. Восточный Кара-Мазар расположен в южной части Чаткало-Кураминской зоны (по В. И. Попову) и характеризуется широким развитием магматических образований и связанной с ними эндогенной минерализации.

2. В истории геологического развития региона выделяется два орогенических цикла: каледоенский и герцинский. Последний проявлен особенно полно. Магматическая деятельность отдельных фаз герцинского цикла представлена эффузивными, субвулканическими и интрузивными породами различного состава.

3. Герцинский магматизм и связанное с ним оруденение соответствует средним, поздним и конечным этапам развития геосинклинальной области (по Ю. А. Билибину) и периоду образования батолитовых, порфировых интрузий и даек (по Х. М. Абдуллаеву и Ф. Ш. Раджабову).

Каждый из выделенных этапов характеризуется определенным тектоническим режимом, интенсивностью магматического и послемагматического процессов.

4. Различные тектоно-магматические этапы имеют следующие особенности:

а) Начальные и ранние этапы проявились очень слабо и характеризуются спокойным накоплением мощных карбонатных отложений девон-нижнекарбонового возраста. Магматические образования и оруденение не известны.

б) Средний этап (или батолитовый) отличается интенсивностью магматической деятельности. Время его проявления средний и верхний карбон. Внутри этапа выделяется четыре осадочно-вулканогенные свиты: Минбулакская, Акчинская, Надакская и Оясайская. Литологический состав эффузивных свит последовательно изменяется от андезитовых порфиритов до липаритовых и фельзитовых порфиров.

В результате усиления тектонической активности внедряются среднекарбоновые и верхнекарбоновые интрузии. В каждом интрузивном комплексе состав пород изменяется от сред-

него, контаминированного в начальные стадии внедрения, до кислого и аляскитоидного — в завершающие.

С магматическими породами среднего этапа связана скарново-магнетитовая, грейзеновая, пегматитовая и золоторудная минерализация.

Поздний и конечный этапы проявляются в период затухания геосинклинального режима и перехода последнего в субплатформенный. В это время происходит образование эффузивов Шурабсайской и Равашской свит и прорывающих их интрузивов нижне- и верхнепермского возраста. Породы позднего этапа имеют средний и субщелочной состав. Металлогения среднего этапа определяется широким проявлением скарново-полиметаллических, медно-висмутовых, скарново-молибденовых и других типов минерализации.

В конечном этапе происходит формирование пород нижнетриасового вулканоплутонического комплекса ультракислого состава. Магматизм данного этапа в отношении рудоносности является весьма перспективным. С ним связаны полиметаллические, флюоритовые, кварц-гематитовые и другие типы минерализации.

5. Восточный Кара-Мазар богат дайковыми образованиями. По составу различаются основные, средние, кислые и субщелочные разновидности. Установлено, что одинаковые по составу дайки образуются от двух до пяти возрастных этапов и относятся к различным периодам магматической деятельности. Детальное изучение дайковых пород во многом облегчает расшифровку возраста различных типов оруденений.

Отмечены многочисленные факты пересечения скарново-магнетитовых, полиметаллических, медно-висмутовых и других типов оруденения относительно поздними дайковыми породами гранодиорит-порфирового состава, и наоборот.

6. Таким образом, можно сделать вывод, что разновозрастные тектоно-магматические комплексы способны создавать определенные возрастные и генетические типы послемагматической минерализации.

УДК 552.3(235.216-13):553.0(042.2)

И. В. Мушкин, В. А. Кутенец

(Трест «Самаркандгеология», Управление геологии Таджикской ССР)

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ ЮЖНОГО ГИССАРА (ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)

Формирование Южно-Гиссарской структурно-формационной зоны укладывается в возрастные рамки силур — начало мезозоя. Большая часть этого времени, до середины карбона, соответствовала геосинклинальной стадии. Во второй половине среднего и в верхнем карбоне существовал переходный, а в перми и нижнем триасе— геоантиклинальный режим.

Интрузивные образования зоны принадлежат к семи комплексам: намюрскому, среднекарбоновому, верхнекарбоновому, позднекарбоновому, нижнепермскому, условно нижнепермскому и верхнепермскому-нижнетриасовому (среднетриасовому?).

Установлена рудоносность большинства интрузивных комплексов зоны:

1) с намюрскими субвулканическими и гипабиссальными интрузиями кератофиро-спилитовой и габбро-плагиогранитной формаций парагенетически связаны рудопроявления медно-колчеданного, полиметаллически-колчеданного и кварцево-гематитового оруденения (кварцевые альбитофиры), имеются признаки ильменитовой (габбро) и никелевой (аполерцолитовые серпентиниты) минерализации;

2) со среднекарбоновым комплексом кварцевых диоритов (абсолютный возраст 280—310 млн. лет), в целом стерильным в отношении оруденения, возможно, связаны некоторые незначительные скарново-редкометальные проявления (W);

3) с верхнекарбоновым комплексом позднескладчатых гранитов — адамеллитов, слагающим большую часть Гиссарского батолита (абсолютный возраст — 280-285 млн. лет), связаны месторождения скарново-редкометальной (W, Sn) рудопроявления сульфидно-касситеритовой и грейзеново-молибденовой формаций;

4) гранит-порфиры позднекарбонового гипабиссального комплекса обнаруживают специализацию в отношении медно-полиметаллически-колчеданного оруденения;

5) с нижнепермским комплексом послескладчатых гранитов повышенной щелочности (абсолютный возраст 235—270

млн. лет) связаны хрусталеносные, редкометальные (Sn, Mo и др.) пегматиты, непромышленные проявления кварцево-молибденовой и кварцево-вольфрамовой минерализации. По содержанию олова в биотитах (59—106 *г/т*) граниты этого комплекса близки к оловоносным;

6) с условно нижнепермским комплексом субвулканических и гипабиссальных интрузий липарито-дацитовой формации ассорциируют медно-сульфидная и кварцево-полиметаллическая (существенно — Pb, часто с баритом) минерализация;

7) с P_2—T_1 (T_2?) комплексом малых интрузий субщелочных габброидов и базальтоидов (дайки, штоки, трубки взрыва), возможно, связаны незначительные проявления ртути.

Среди флюоритовых месторождений Южного Гиссара существуют две формации: позднегерцинская, возможно, связанная парагенетически с пермскими гранитоидными интрузиями (сечется дайками нижнетриасовых камптонитов) и олигоцен-неогеновая, связь которой с магматизмом не доказана.

УДК 552.3(575.1):553.0(042.2)

И. Х. Хамрабаев

(Институт геологии и геофизики АН Узбекской ССР)

ГЛАВНЕЙШИЕ ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ РУДОНОСНОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ (на примере Узбекистана)

1. Под петролого-геохимическими критериями рудоносности понимается совокупность признаков, обусловленных геологическими, петрологическими и минералого-геохимическими особенностями магматических комплексов и формаций, несущих определенную эндогенную минерализацию. Таким образом, говоря о петролого-геохимических критериях рудоносности, мы исходим из позиции признания тесных генетических связей определенных рудных формаций с магматическими.

Наши выводы по рассматриваемой проблеме базируются на результатах специальных петролого-геохимических исследований, проведенных нами (И. Х. Хамрабаев, П. Т. Азимов, К. У. Урунбаев, О. Магдиев, О. Кушмурадов, Г. Г. Лихойдов, Г. А. Мусаев, А. Ф. Свириденко) в Институте геологии и геофизики АН Узб. ССР и работниками ревизионно-тематической экспедиции (В. В. Козырев, А. К. Лазарев, В. В. Баранов и др.) на большинстве массивов гранитоидов, а также базитов и ги-

пербазитов Узбекистана. Меньше материала в этом отношении имеется по вулканогенным формациям (А. А. Кустарникова и др.). В целях сравнения использованы результаты интересных петролого-металлогенических исследований, проведенных на соседних территориях Р. Б. Баратовым (по Гиссару), М. Х. Хамидовым и М. Б. Акрамовым (по Памиру), В. С. Коптев-Дворниковым с сотрудниками, Г. Ф. Щербой, Нурылбаевым, К. Н. Ерджановым (по Казахстану) и др.

2. Выделяются следующие основные критерии рудоносности магматических комплексов:

а) Петрохимический состав магматических пород и величины железистости, магнезиальности, глиноземистости, известковистости и щелочности. Для гранитоидных и габброидных интрузивов, несущих железорудную минерализацию, свойственна повышенная железистость и известковистость, а для гранитоидных интрузивов со скарново-редкометальной, грейзеновой и гидротермально-редкометальной и т. д. характерны высокая кислотность, глиноземистость и умеренная щелочность при $K \geqslant Na$. Для габброидных интрузивов с железо-титановым оруденением характерны также повышенная железистость и титанистость со значением числа Хесса меньше[1]. Для гипербазитов с хромитовым оруденением характерны обратные значения этих параметров.

б) Характер парагенезиса цветных минералов и их состава. Для гранитоидных интрузивов, несущих редкометальное оруденение (скарново-вольфрамово-молибденовой, грейзеновой и кварцево-вольфрамово-молибденовой и редкометально-пегматитовой формации и др.), характерен биотитовый или биотит-мусковитовый парагенезис цветных минералов. При этом биотит высокожелезистый (общая железистость более 65%). Амфибол (также высокожелезистый) появляется лишь спорадически. Для гранитоидных и габброидных интрузий с железо-титановым, железорудным, свинцово-цинковым оруденением (скарново-полиметаллической формации) характерен амфибол-биотит или амфибол-пироксеновый парагенезис цветных минералов (общая железистость меньше 60—65%, чаще 20—40%). Интрузивы с медно-молибденовым и золоторудным оруденением имеют промежуточные значения железистости цветных минералов.

в) Состав и количество акцессорных минералов. Для «редкометальных» гранитоидов характерны очень малые (меньше

---

[1] Число Хесса (или коэффициент Н. Д. Соболева) —

$$MF = \frac{MgO}{FeO + 2Fe_2O_3 + NiO + MnO}$$

0,2—0,3%) содержания акцессорного магнетита[2], в то время как для гранитоидов и габброидов с железным, титановым и полиметаллическим оруденением свойственны высокие концентрации акцессорного магнетита (1—1,5% и более), нередко приобретающего характер породо- или рудообразующего минерала.

Кроме магнетита в качестве критерия может быть использовано наличие рудных акцессориев (шеелит, касситерит, галенит и т. д.) или парагенезисы нерудных акцессориев (например, ильменит-монацитовый парагенезис для гранитоидов с редкометальным оруденением.)

г) Повышенные кларки элементов в неизмененных породах и их минералах. Применимость этого геохимического критерия доказана по отношению к бору, фтору, железу, меди, золоту, олову, молибдену, радиоактивным элементам и литию.

Отмечаются повышенные содержания железа (1,5 кларка), бора, фтора (5—10 кларков), олова (2—4 кларка) и т. д.

Устанавливается также, что в силу геохимического родства повышенные концентрации в породах и породообразующих минералах одних элементов могут указывать на возможное наличие оруденения других родственных с ними элементов.

д) Фациальность магматических тел и характер их постмагматических изменений указывают на развитие в связи с магматическими телами определенных типов рудных формаций.

е) Размеры и морфология магматических тел и характер постмагматических изменений могут указывать участки возможной локализации рудных тел.

Для оценки перспектив рудоносности отдельных районов и участков нужно использовать совокупность перечисленных критериев с литолого-стратиграфическими и структурно-тектоническими.

УДК [550.40+553]:552.3(235.216-15)(042.2)

В. В. Козырев

(Министерство геологии Узбекской ССР)

О ГЕОХИМИЧЕСКОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ И МЕТАЛЛОНОСНОСТИ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ (на примере Чаткальской подзоны Срединного Тянь-Шаня)

1. Под геохимически специализированными понимаются интрузивные комплексы, имеющие повышенное против средне-

[2] Имеется в виду количество «первичного» (магматического) магнетита.

го для данного петрографического типа пород содержания тех или иных элементов.

Комплекс геологических и геохимических факторов, благоприятных для рудогенеза, определяет потенциальную рудоносность (металлоносность) интрузивных комплексов.

2. Для выявления геохимической специализации использовано около 2200 статистически обработанных количественных анализов неизмененных пород различных интрузивных комплексов. Анализами охвачен важнейший перечень элементов, определяющих металлогенический облик региона.

Ни один из интрузивных комплексов не проявляет *резко выраженной* специализации в отношении каких-либо элементов. Концентрация последних в наиболее контрастных случаях превышает не более чем в 1,8—2,4 их среднее содержание в соответствующих петрографических типах пород (по А. П. Виноградову). В указанных ограниченных пределах относительно более четко фиксируется специализация отдельных комплексов. Размещение месторождений этой группы элементов нец, цинк, медь, молибден), месторождения которых обычно характеризуются парагенетическими связями с наблюдаемыми интрузивными гранитоидами, специализация выражена очень слабо или вообще не отмечается, в том числе среди интрузивных пород геологически доказанных рудоносных комплексов. Размещение месторождений этой группы элементов контролируется зонами скрытых глубинных разломов.

3. Отчетливее, по сравнению с комплексами в целом, геохимически специализированными оказываются некоторые составляющие их массивы. Коэффициент концентрации ряда элементов (ниобий) в таких специализированных интрузивах достигает значений 2,8—2,9.

Закономерности распределения редких элементов в породах различных фаций и стадий формирования интрузивов заставляют считать главным фактором геохимической специализации пород внутри комплексов гранитоидов эманационную дифференциацию.

4. Если геохимическая специализация в целом расценивается как положительный фактор, то отсутствие ее еще не может считаться отрицательным критерием для решения вопросов о потенциальной металлоносности интрузивных комплексов, так как рассеяние редких элементов в кристаллизующихся твердых фазах или «сброс» их в постмагматический этап зависит от содержания и поведения петрогенных геохимических аналогов.

Критерием дифференциальной мобильности редких элементов в магматическую стадию, а следовательно вероятно-

сти перехода их в постмагматический этап, является коэффициент вариации содержаний в породах.

Намеченная с учетом выявленных специализации и коэффициентов вариации содержаний редких элементов (чему придавалось определенное предпочтение) потенциальная металлоносность интрузивных комплексов Чаткальской подзоны хорошо согласуется с известными геологическими данными, а также обосновывает перспективность ряда новых направлений поисковых работ на вольфрам, медь, свинец, цинк и некоторые другие элементы.

5. В качестве дополнительных критериев потенциальной металлоносности хорошими признаками служат присутствие акцессорных минералов редких элементов в породах, а также относительно повышенное их содержание в виде примесей среди других акцессориев (магнетит и др.) и породообразующих минералов поздней стадии кристаллизации (биотит).

УДК 553.0:552.321.5/.6(575.1)(042.2)

В. В. Баранов, Я. С. Висьневский, К. М. Кромская
(Министерство геологии Узбекской ССР)

НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ ФОРМАЦИЙ УЛЬТРАОСНОВНЫХ И ОСНОВНЫХ ПОРОД УЗБЕКИСТАНА

1. В настоящее время установлено,что на территории узбекистанской части Тянь-Шаня интрузии ультраосновных и основных пород пользуются довольно широким распространением. Все они, за исключением Гиссарского и Чаткало-Кураминского районов, группируются в пределах двух протяженных поясов, вытянутых в запад-северо-западном направлении параллельно друг другу (Северный или Центрально-Кызыл-Кумский — Южно-Ферганский и Южный или Кульджуктау-Зирабулакский).

2. Имеющийся материал позволяет выделить две формации ультраосновных и основных пород: перидотитовую и габбровую.

Перидотитовая формация включает: Султануиздагский серпентинит-амфиболовый, Букантауский габбро-серпентинитовый, Тамдынский габбро-серпентинитовый (перидотитовый), Северо-Нуратинский габбро-серпентинитовый, Мальгузарский серпентинитовый, Южно-Ферганский серпентинитовый, Южно-Гиссарский серпентинитовый комплексы.

Габбровая формация включает: Тебинбулакский габбро-пироксенитовый, Кульджутауский габбро-норитовый, Мальгузарский габбро-диабазовый, Северо-Нуратинский диабазо-пикритовый, Южно-Гиссарский габброидный, Приташкентский габброидный (габбро-гранодиорит-граносиенитовый) комплексы.

3. Ультрабазиты и связанные с ними габброиды — производные перидотитовой магмы — весьма широко распространены. Форма залегания их преимущественно доорогенные — согласные небольшие пластовые интрузивные тела. Интрузивы обычно слабо дифференцированы и представлены перидотитами (гарцбургитами), пироксенитами, дунитами и амфиболитизированными габбро. В основном они сложены серпентинитами и амфиболитами с редкими реликтами первичных пород. С ними связаны платиноиды, хромистый железняк, гидросиликатный никель, золото в лиственитах, тальк, асбест, магнезит.

4. Габброиды и генетически связанные с ними ультраосновные породы — производные габбровой магмы — образуют интрузивные тела небольших размеров и чаще всего лаполито- и силлобразной формы. Для них характерно значительное разнообразие пород от ультраосновных до кислых, являющихся результатом дифференциации (лерцолиты, шрисгеймиты, пироксениты, горнблендиты, троктолиты, различные габбро, нориты, габбро-диабазы, диориты, кварцевые диориты).

С габброидами связаны железо-титан-ванадий, сульфидный никель, платиноиды, золото, медь, графит, волластонит, родонит, опал.

5. Среди рудных полезных ископаемых наибольший интерес представляют проявления и месторождения сульфидного и гидросиликатного никеля, титаномагнетита, хромистого железняка и платиноидов, из нерудных — талька, асбеста, графита, волластонита.

УДК 552.323:551.733/.735(235.216-17):553.0(042.2)

Е. П. Зайченко

(Фрунзенский политехнический институт)

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКОЙ ФОРМАЦИИ СЕВЕРНОЙ ЗОНЫ ТЯНЬ-ШАНЯ

1. Под вулкано-плутонической формацией мы понимаем ассоциацию интрузивно-эффузивных пород, слагающих не-

большие тела (вулкано-плутоны), становление которых происходило вблизи к дневной поверхности и связано с блоково-глыбовой тектоникой посторогенного (полуплатформенного) этапа развития геосинклинали.

2. Среднепалеозойская вулкано-плутоническая формация Северной зоны Тянь-Шаня представляет собой ассоциацию лейкократовых пород гранито-риолитового ряда, включающих граниты, гранит-порфиры, микрограниты, риолитовые порфиры, фельзит-порфиры и игнимбриты.

3. Эта формация широко распространена в пределах Северной зоны Тянь-Шаня и приурочена к окраинным частям раннегерцинских грабенообразных впадин, заложенных на каледонском фундаменте. Ее можно отнести к субсеквентному магматизму Г. Штилле.

4. Формация включает в себя породы интрузивного, дайкового и эффузивного обликов, слагающие небольшие по размерам тела. Глубинные части вулкано-плутонов сложены породами интрузивного облика, а в эндоконтакте — эффузивного. Верхние части тел, сообщавшиеся с дневной поверхностью, напротив, слагаются породами эффузивного и дайкового обликов.

5. Конкретным проявлением формации являются магматические комплексы района нижнего течения р. Тюп, района курорта Джеты-Огуз, среднего течение р. Табылгаты и рудника Боорду.

6. В химическом отношении породы очень богаты SiO_2 (относятся к классу пересыщенных пород, а по А. Н. Заварицкому — к I и II классам); богаты щелочами с почти равным содержанием K_2O и Na_2O; бедны CaO, MgO, Fe_2O_3 FeO и богаты Al_2O_3. Богатство глиноземом и присутствие таких элементов-примесей, как Pb, Zn, Cu, Zr, Sr, Co, Ni, Ti и Sn является главным отличительным признаком этой формации по сравнению с раннекаледонскими гранитами.

7. Со среднепалеозойской формацией связаны разнообразные постмагматические процессы, из которых основными являются березитизация, пропилитизация, образование вторичных кварцитов наряду с калишпатизацией, турмалинизацией, карбонатизацией.

8. Металлогеническая специализация формации определяется полиметаллической минерализацией. Последняя проявляется как в форме сплошных массивных линз и вкрапленных руд, так и в жильной форме.

Жильный тип оруденения связан с магматическими комплексами нижнего течения р. Тюп, среднего течения р. Табылгаты, курорта Джеты-Огуз. Состав руд существенно галенитовый, но присуствуют пирит, халькопирит, кварц, кальцит.

Из элементов-примесей следует отметить Ag, Zn. Линзы массивных сульфидных руд и вкрапленное оруденение связано с магматическим комплексом Боорду. Состав руд здесь несколько иной: галенит, сфалерит, пирит, халькопирит, кварц, серицит, кальцит. Элементами-примесями являются Ag, Au и Sn.

УДК 552.323:551.733/.735(235.216-17):553(042.2)

О. Н. Грязнов

(Свердловский горный институт)

ДЕВОНСКАЯ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКАЯ ФОРМАЦИЯ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ И ЕЕ РУДОНОСНОСТЬ

1. На стадии геоантиклинального развития Северного Тянь-Шаня значительное распространение в девоне получила вулкано-плутоническая формация гранитоидного ряда. Эта формация проявилась в зонах активизации тектонических движений (глубинных подвижных зонах, по К. Д. Помазкову), наложенных на складчатое каледонское основание. Ее возникновение отвечает периоду заложения по глубинным разломам внутренних эпикаледонских прогибов, которые в последующем были заполнены молассами девона—визе и терригенными красноцветами визе — намюра. В. И. Кнауф выделяет четыре прогиба: Аральский, Джумгольский (Балыкчинский), Восточно-Киргизский и Тюпский.

2. Внутреннее строение формации сложное и изучено далеко недостаточно. Оно характеризуется многофазностью и набором пород различной фациальной принадлежности. Фазы сближены во времени, хотя и отделены друг от друга конкретным перерывом. Среди пород формации при детальном картировании выделяются вулканические и интрузивные серии пород, характеризующиеся набором присущих им фаций. Вулканическая серия включает покровную и жерловую фации, интрузивная — гипабиссальную, субвулканическую и дайковую. Каждая фация занимает определенное геологическое положение в структурах и имеет свои отличительные признаки. Как правило, центры эрупций локализованы в местах сопряжения крупных разломов с диагональными и поперечными расколами.

Описанные признаки присущи конкретным интрузивно-вулканогенным и субвулканическим комплексам, представляющим формацию. К первым принадлежит Молдо-Тауский комп-

лекс и его аналоги — так называемые сугандинская и кастекская свиты. Ко вторым — Тюпский и Аральский комплексы.

3. По особенностям химического состава девонская вулкано-плутоническая ассоциация пород представлена андезит-дацит-липаритовой и гранит-липаритовой формациями. Первая датируется как нижне-среднедевонская, вторая — как средне-верхнедевонская.

Схема расчленения девонской вулкано-плутонической формации Северного Тянь-Шаня приведена в таблице. В настоящее время не совсем ясно положение «вулкано-плутонического комплекса» Ташкоро, выделенного Д. А. Абдрисаевым. Не исключено, что при более детальных работах будут получены новые данные, которые позволят параллелизовать его с Молдо-Таусским интрузивно-вулканогенным комплексом.

4. С девонской вулкано-плутонической формацией Северного Тянь-Шаня связаны проявления полиметаллов, редких металлов и висмута. Рудные концентрации чаще всего локализуются в телах субвулканических интрузий, реже — в покровных вулканитах.

УДК 552.323:551.733/.735:553(042.2)

Н. Н. Амшинский, А. М. Горб, А. А. Долгушина, И. В. Марич
(СНИИГГИМС)

ВЕРТИКАЛЬНАЯ ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ГРАНИТОИДНЫХ ТЕЛ КАК КРИТЕРИЙ ИХ РУДОНОСНОСТИ

Изучение распределения петрогенных и акцессорных элементов в верхнепалеозойских гранитоидах Горного Алтая выявлены следующие закономерности.

1. В пределах отдельно взятых интрузивов, хорошо вскрытых по вертикали, наблюдается направленное изменение содержаний петрогенных и акцессорных элементов. Содержания кремния, калия, натрия, лития, ниобия, вольфрама, молибдена и других элементов увеличиваются снизу вверх. Содержания кальция, магния, марганца, железа, титана, ванадия, хрома, никеля, кобальта, цинка возрастают сверху вниз (см. таблицу).

Отношением элементов восходящей и нисходящей мигра-

[1] Известия АН СССР, сер. геол., № 2, 1964.

Схема расчленения девонской вулкано-плутонической формации Северного Тянь-Шаня (по О. Н. Грязнову)

Петрохимические формации	Тектонический режим формирования			
	Конкретные комплексы пород	глубинные подвижные зоны Северного Тянь-Шаня (по К. Д. Помазкову)	внутренние эпикаледонские прогибы (по В. И. Кнауфу)	Площади проявления
Гранит-липаритовая (D_2—D_3)	Аральский субвулканический (по Е. Н. Горецкой, С.А.Лескову, В. И. Козыреву)	Арамсинская	Аральский	Урочище Арал, бассейны рек Утмек, Арамсу
Андезит-дацит-липаритовая (D_1—D_2)	Тюпский субвулканический (по Е. П. Зайченко)	Джергаланская	Тюпский	Бассейн р. Тюп
	Молдо-Тауский интрузивно-вулканогенный (по О. Н. Грязнову)	Кара-Кичинская в сопряжении с Арамсинской	Джумгольский (Балыкчинский)	Зап. часть сев. склона хр. Молдо-Тау
	Сугандинская и кастекская свиты—аналоги Молдо-тауского комплекса	Арамсинская	Аральский	Урочище Арал, бассейны рек Утмек, Арамсу
		Джумгольская и Сон-Куль-Аламединская	Восточно-Киргизский	Северный склон Киргизского хребта
		Кеминская		Зап. часть хр. Кунгей Ала-Тау
		Кендыктасская		Вост. часть Кастекского хр.
		Южно-Иссык-Кульская	Фрагмент Тюпского	Долина р. Тоссор

ции можно пользоваться для сопоставления массивов по глубине эрозионного среза и оценки их практической рудоносности. Как отмечалось ранее (Амшинский, 1964[1]), массивы с отношением Nb/V больше 4 слабо эродированы и несут промышленное вольфрамо-молибденовое оруденение. При величине отношения Nb/V около 2 встречаются только рудопроявления, а безрудные интрузивы характеризуются величиной этого отношения не больше единицы.

2. Столь же направленное изменение седержаний петрогенных и акцессорных элементов наблюдается и при сравнении интрузивов разных фаций глубинности. Важно отметить, что аналогично содержаниям изменяются и их дисперсии. Дисперсия содержаний как элементов восходящей, так и нисходящей миграции уменьшается от акмолитовой к штоковой, близповерхностной фации глубинности. Содержания элементов восходящей миграции возрастают в этом же направлении, благодаря чему состав пород приближается к аляскитовой эвтектике. Таким образом, дисперсия содержаний приобретает роль критерия оценки степени эманационной и гравитационной дифференциации расплава и длительности пути его движения. Рудоносностью характеризуются фации с минимальной дисперсией и максимальным содержанием элементов восходящей миграции.

Есть все основания полагать, что подобный петрогеохимический анализ позволит:

а) подойти к оценке фаций глубинности интрузивов с «позиции меры и веса»;

б) оценить степень дифференциации расплава и отграничить продукты его кристаллизации от продуктов незавершенной гранитизации;

в) объяснить причины рудоносности одних и безрудности других фаций гранитоидов, показать механизм их металлогенической специализации на фоне закономерно меняющегося химизма расплава.

Все это имеет прямое отношение к металлогеническим исследованиям, органически связанным с анализом магматизма.

---

[1] Известия АН СССР, сер. геологич., № 2, 1964

Распределение петрогенных и акцессорных элементов в вертикальной плоскости Карасукского массива (содержание окислов в процентах, элементов $n \times 10^{-4}\%$)

Интервалы высот сечений, *м*	Ср. содерж. и дисперс.	V	Ni	Co	Cr	Pb	Nb	Sn	SiO_2	Al_2O_3	CaO	MgO	FeO	Колич. проб
2800—3200	$\bar{X}$	40	30	8	35	80	15	10	70,4	13,6	1,6	1,3	2,5	11
	S^2	180	92,5	2,8	91	250	52,5	33	1,2	1,6	0,1	0,2	0,2	
2500—2700	$\bar{X}$	55	35	9	50	65	10	13	68,9	14,4	2,0	1,6	2,7	8
	S^2	164	164	6,5	150	318	25	51	3,2	0,4	0,3	0,1	0,6	
2060—2300	$\bar{X}$	70	45	10	55	60	9,5	9	67,5	14,8	2,3	1,9	3,2	10
	S^2	114	155	2,1	314	383	19	6,8	0,2	0,2	0,1	0,04	0,3	

Примечание: Каждая проба бралась с площади 100 $м^2$, состоит из 15—20 штуфов общим весом 7—10 *кг*. Определения акцессорных элементов количественные спектральные на ДФС-13.

УДК 553.061.2(235.216-15) (042.2)

Т. Н. Далимов, В. И. Айзенштат
(Институт геологии и геофизики АН Узбекской ССР)

НЕКОТОРЫЕ ПРИЗНАКИ ГЛУБИННОСТИ ПОРОД СУБВУЛКАНИЧЕСКОЙ И ГИПАБИССАЛЬНОЙ ФАЦИЙ (на примере интрузивов центральной части Кураминской подзоны и Юго-Западного Гиссара)

Проблема глубинности магматических пород давно привлекает внимание исследователей, поскольку фациальность интрузий имеет непосредственное значение для решения ряда вопросов металлогении.

Авторами накоплен определенный материал по геологии, петрографии и петрохимии посторогенных гипабиссальных и субвулканических образований пермского и пермо-триасового возраста. Обзор литературы и личный опыт авторов позволили наметить ряд критериев фациальности, которые сгруппированы следующим образом:

I. Группа *геолого-структурных* критериев: а) форма и размеры магматических тел; б) тектоническая приуроченность к конкретным тектоническим единицам; в) характер контактов и фаций регионального и контактового метаморфизма; г) характер жильных дериватов (схизолитов) и их распространенность; д) степень развития петрогенетических процессов (ассимиляция, дифференциация и гранитизация).

II. Группа *петрографических* критериев: а) структура, текструктура и отдельность пород; б) коэффициент раскристаллизации ($d = \frac{\text{фенокристаллы, \%}}{\text{основная масса, \%}}$; в) упорядоченность полевых шпатов; г) состав и характерная ассоциация породообразующих и акцессорных минералов; д) постмагматические проявления.

III. Группа *петрохимических* критериев: а) коэффициент окисленности железа; б) содержание связанной воды; в) поведение тугоплавких элементов (магния, кальция).

Основываясь на указанных критериях, составлена таблица главных признаков фациальности пород гипабиссальной и субвулканической фаций. Большинство из указанных критериев широко используется исследователями, поэтому вкратце остановимся на тех, которые предлагаются нами.

Для гипабиссальных и субвулканических интрузий явления ассимиляции на месте становления не характерны. Об этом свидетельствуют остроугольная форма ксенолитов, отсутствие сле-

дов оплавления их и независимость состава пород от химизма окружающей среды. Это объясняется тем, что явления ассимиляции есть функция устойчивых физико-химических условий, когда возможен длительный прогрев среды, привнос или вынос тех или иных компонентов. В случаях высоких градиентов температуры и давления в системе происходит резкое сокращение времени охлаждения, поэтому потенциальные возможности для ассимиляции крайне ограничены и, следовательно, степень развития этого процесса позволяет отличать гипабиссальные и субвулканические интрузии от более глубинных.

В группе петрографических критериев большинство авторов учитывает лишь структурно-текстурные особенности пород. Изучение гипабиссальных и субвулканических интрузий центральной части Кураминской подзоны позволило подойти количественно к оценке порфировых структур с привлечением коэффициента раскристаллизации, который косвенно отражает процесс охлаждения. В породах субвулканической фации он всегда меньше 0,5, а в гипабиссальных варьирует от 0,7 до 1,2.

Не менее важным критерием в группе петрографических признаков является степень упорядоченности калинатровых полевых шпатов и характер их пертитизации. Для пород субвулканической фации характерно присутствие высокотемпературного гомогенного и криптопертитового ортоклаза и санидина, тогда как среди пород гипабиссальной фации санидин не встречен, а преимущественным развитием пользуются крипто-микропертитовый моноклинный ортоклаз и микроклин. Эти данные, а также результаты исследований Ф. Р. Бойда и А. С. Марфунина позволяют принять степень упорядоченности и состав калинатровых полевых шпатов как один из критериев фациальности.

В группе петрографических критериев авторы делают основной упор на содержание связанной воды в породах. Полученные нами по этому методу данные позволяют считать, что для гранитоидов гипабиссальной (1—1,6%) и субвулканической (0,5—1%) фаций количество связанной воды является прямым показателем давления и глубины становления интрузивов. Соответственно для гипабиссальной фации глубина становления 1—2 *км* и субвулканической — до 1 *км*. Эти интервалы глубин становления подтверждены общегеологическими данными о мощности покрывающего чехла и соответствуют цифрам, приведенным для данных фаций Д. И. Горжевским и В. Н. Козеренко.

Среди остальных петрохимических критериев для фаций малых глубин довольно условными являются значения коэффи-

циента окисленности железа $\left(F = \frac{Fe_2O_3}{FeO}\right)$ и содержание CaO и MgO. Величины F увеличиваются от 0,54 для гипабиссальной фации до 2—2,5 в субвулканических породах. Противоположно ведут себя содержания CaO (от 2,5—2,7% до 0,14—0,5%) и MgO (от 1,8—2,3% до 0,6—1%).

УДК 553.0:551.21(042.2)

И. П. Аверьянов, Ю. Л. Неверов, В. И. Федорченко

(СахКНИИ СО АН СССР, Новоалександровск Сахалинской обл.)

ОСОБЕННОСТИ МЕТАЛЛОГЕНИИ ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОД СОВРЕМЕННОЙ ОКОЛОЖЕРЛОВОЙ ФАЦИИ

В постройках четвертичных вулканов Курильских островов, проявляющих сейчас или проявлявших в недалеком прошлом активную гидросольфатарную деятельность, в околожерловых участках наблюдается развитие полей измененных пород формации вторичных кварцитов. Образование их тесно связано с активным участием агрессивных по своему характеру ультракислых термальных растворов сульфатно-хлоридного состава, осуществляющих выщелачивание из окружающих изверженных пород почти всех петрогенных элементов, за исключением кремния. В отличие от широко распространенных в областях древнего вулканизма вторичных кварцитов приконтактового выщелачивания, наиболее сильно метаморфизованные разновидности пород представлены здесь мономинеральными опалитами, сменяющимися сверху вниз кварц-алунитовыми, кварц-каолиновыми и кварц-гидрослюдистыми опалитами, в той или иной степени обогащенными сульфидами железа. Последние в интервале глубин 140—160 *м* имеют резкие переходы в низкотемпературные пропилиты трансильванского типа. Сходная смена минеральных фаций наблюдается и по мере удаления от околожерловых участков вулканических построек.

Наиболее часто встречающимся полезным ископаемым, связанным с формированием сильнопористых высококремнистых пород околожерловой фации, является самородная сера, крупные концентрации которой на отдельных вулканах представляют большой практический интерес. Накопление этого минерала тесно связано с окислением и взаимодействием в поверхностной обстановке серосодержащих вулканических газов, причем по условиям формирования здесь различаются сингене-

тичные и эпигенетичные отложения самородной серы. Первые из них включают слоистые современные и погребенные кратерно-озерные серные руды и серосодержащие пропилиты, вторые объединяют околофумарольные сублимационно-реакционные отложения, импрегнационные руды в опалитах, отложения серы термальными источниками, регенерационные серные руды и серные потоки. Из перечисленных типов практический интерес представляют главным образом кратерно-озерные и импрегнационные серные руды, в меньшей мере — серные потоки и околофумарольные сублимационно-реакционные отложения серы. В числе крупных месторождений серных руд импрегнационного и кратерно-озерного типов следует указать на месторождения вулкана Вернадского на о. Парамушир (Заозерная группа месторождений) и месторождение Новое на вулкане Буревестник (о. Итуруп).

В поле развития измененных пород околожерловой фации вулкана Вернадского, в непосредственной близости от некка окварцованных долеритов, известна зона трещинных нарушений, вмещающая жильные тела аурипигмента. Последний совместно с самородной серой и арсенопиритом цементирует окварцованную брекчию пористых опалитов и выполняет в обломочном материале отдельные поры и пустоты выщелачивания. Появление арсенопирита тесно связано с метасоматическим замещением им тонкой вкрапленности сульфидов железа.

В непосредственной близости от вулканических некков, служивших благоприятными подводящими вулканические эманации каналами, вместо высококремнистых опалитов формируются сливные вторичные кварциты пироконтактового выщелачивания. Эти зоны окварцованных пород имеют и несколько отличную рудную минерализацию. Так, на некоторых вулканах Курильских островов с окварцеванием вулканических некков связано отложение в окружающих породах молибденита. Последний широко известен в измененных породах вулкана Буревестник на о. Итуруп, вулканов Влодавца и Вернадского на о. Парамушир. Наиболее крупные зоны минерализации молибденита встречены в постройке вулкана Буревестник. В непосредственной близости от тела окварцованного некка, среди пиритизированных и осерненных каолин-опаловых пород имеется небольшая зона дробления, вмещающая маломощные (до 10 *см*) прожилки кварц-молибденитового состава. По положению в постройке вулкана и взаимоотношению с вмещающими осерненными опалитами можно сделать вывод о небольших (не более 100 *м* от древней поверхности) глубинах и низкотемпературных (не более 120°С) условиях формирования молибденовых прожилков.

Процессы современного гидротермального метаморфизма и сероотложения на некоторых вулканах Курильских островов сопровождаются нередко формированием залежей колчеданных руд, сложенных мельниковитом, пиритом и марказитом. Связано это с выносом из окружающих пород в процессе их метаморфизма, наряду с другими петрогенными элементами, больших количеств окисного и закисного железа. В зонах воздействия на эти гидротермальные растворы поднимающегося из глубин сероводорода (совместно с другими вулканическими газами) осуществляется садка железа в форме его сульфидных соединений. В зависимости от характера водоносного горизонта рудные тела могут иметь форму пластообразную, линзовидную либо неправильную штокообразную. По данным спектрального анализа, в колчеданных рудах присутствуют медь, свинец, молибден, серебро, а иногда и золото. В макроскопически заметных количествах в колчеданных рудах присутствует нередко киноварь и метациннобарит. Так, видимая киноварь отмечена в колчеданных рудах северо-восточного сольфатарного поля вулкана Менделеева на о. Кунашир. Данный материал довольно часто присутствует в аллювиальных отложениях многих речек и ручьев, размывающих поля измененных пород околожерловой фации вулканов о. Итуруп, о. Уруп и о. Парамушир.

УДК 553.061.12:551.761.77(575.2)(042.2)

Л. И. Турбин, Н. В. Александрова

(Управление геологии Киргизской ССР, Южно-Киргизская комплексная геологическая экспедиция)

К ПРОБЛЕМЕ АЛЬПИЙСКОГО ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ КИРГИЗСКОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

При металлогенических исследованиях, проводящихся в пределах Киргизского Тянь-Шаня, обычно принимается, что процессы эндогенного рудоотложения, обусловившие возникновение главной массы рудных концентраций в вулканогенно-осадочных, интрузивных и метаморфических комплексах палеозоя и докембрия, приурочены к одной или немногим завершающим тектоно-магматическим фазам позднего палеозоя. В связи с этим возможность существования и нахождения альпийских скоплений руд в повседневной практике поисковиков практически не учитывается. Тем большее значение имеет

выявление уже достаточно многочисленных проявлений мезокайнозойского магматизма и эндогенного рудоотложения. Накопившиеся к настоящему времени факты свидетельствуют о том, что эндогенные рудопроявления формировались не только в варисскую и отчасти каледонскую металлогенические эпохи, а и значительно позднее — вплоть до плиоцена и даже антропогена. Представляется вполне возможным, что некоторые из известных рудных месторождений Киргизии имеют не палеозойский, а мезозойский или кайнозойский возраст. К числу таких объектов следует, по-видимому, отнести сравнительно недавно отработанное на левобережье Кокомерена свинцовое месторождение Аккуль, приуроченное к висячему крылу краевого альпийского разлома.

В процессе специального изучения и картирования новейших структур Северо-Восточной Киргизии, в некоторых районах Внутреннего и Центрального Тянь-Шаня в последние годы отмечен ряд фактов наличия гидротермального изменения и низкотемпературной рудной минерализации в зонах альпийских взбросов и надвигов краевого типа. Последние ограничивают области устойчивого новейшего прогибания и аккумуляции — межгорные впадины и приподнятые районы перестроенных, инверсионного типа структур глыбово-складчатых зон предгорий, обычно сложенных слабо уплотненными пестроцветами мезокайнозоя, и отделяют их от областей преимущественно устойчивых новейших поднятий — горных хребтов и гряд, образованных более или менее глубокометаморфизованными скальными породами палеозоя и докембрия. Интенсивно гидротермально переработанными и минерализованными, как правило, являются катаклизированные породы палеозоя, слагающие висячие крылья взбросов и надвигов. При мощности от 0,5—1,0 до 150—200 *м* зоны минерализации вдоль альпийских краевых разломов прослеживаются на протяжении от десятков и сотен метров до многих километров. Мезокайнозойские осадки настолько слабо и не повсеместно изменены и минерализованы, что это позволяет большинству исследователей по традиции относить эпоху проявления рудной минерализации в этих случаях к палеозойской металлогении, а сами разломы считать «омоложенными варисскими». Примерами подобных проявления рудной минерализации является минерализованная зона краевого разлома у подножья правого борта долины реки Тюлек (хр. Сонкультау); зона дробления и осветления пород палеозоя и докембрия вдоль правобережий Малого Нарына и Джиналача с перерывами более чем на 50 *км;* зона дробления, осветления и ожелезнения пород палеозоя по относительно небольшому субширотному крутому разлому, сместив-

шему среднеплейстоценовые щебне-галечники террасы афлатунского комплекса в левобережье Малого Нарына (в приустьевых частях долин Курусая и Атджайлоо); интенсивно гематитизированная и лимонитизированная зона дробления мощностью до 70—100 *м* при протяженности около 500 *м* в районе перевала Чакыркорум (хр. Борколдой) в среднепалеозойских известняках, в месте надвига их на верхнемиоценово-плиоценовые буроцветы; еще более значительная по протяженности (до 5 *км*) и мощности (100—150 *м*) зона дробления и гематизации у южных подножий хребта Борколдой — на левобережье верхнего течения Чон-Узенгегуша, вдоль краевого взброса известняков среднего палеозоя на буро-красноцветы неогена; зона дробления мощностью до 70—80 *м*, прослеженная на 2 *км* вдоль крутого взброса с севера известняков палеозоя на красноцветы неогена в правом борту долины Чон-Узенгегуша, — на северном склоне хребта Кок-Шаал, у перевала Джурек.

Такого же типа минерализованные зоны дробления распространены вдоль склонов Борколдоя и Кок-Шаала и восточнее. Аналогичные зоны дробления, карбонатизации и ожелезнения песчаников, празинитов и известняков наблюдались Л. И. Турбиным, А. Г. Конюховым и К. Х. Исмаилахуновым в 1965 г. вдоль обоих бортов долины—депрессии р. Тез (истоки р. Ак-Шийрак) и на восточном окончании хребта Куйлю, в зонах взбросов пород палеозоя и докембрия на отложения плиоцена и различных частей плейстоцена. Протяженность зон минерализации обычно от сотен метров до 1—2 *км*, мощность 30—100 *м*. Интенсивно гематитизированные, лимонитизированные и карбонатизированные зоны разломов краевого типа фиксировались нами в 1951—1967 гг. также в ряде мест Северного и Южного Прифергапья, в бассейне Чаткала, Прииссыккулье и других районах Тянь-Шаня. Чрезвычайно важно отметить, что шлиховым опробованием таких ожелезненных зон в бассейнах Кассана, Майли-Су, Арсланбоба, Кара-Су—восточной и западной, районе озера Сары-Челек и на некоторых других участках установлен вынос киновари, изредка галенита и малахита.

Выше указывалось, что в подавляющем большинстве случаев минерализации подверглось лишь висячее крыло разлома, как правило, сложенное породами палеозоя и докембрия, с которого мезокайнозойские отложения смыты. В связи с этим особый интерес представляют случаи, когда оруденение вмещают непосредственно осадки мезокайнозоя.

В процессе ведения детальной съемки одного из районов бассейна Таласа медная минерализация в форме малахита и

азурита в связи с маломощными субширотными жилами кальцита была обнаружена, по сообщению Б. В. Семенова, среди верхнеплиоценово-нижнеплейстоценовых серых конгломератов шарпылдакской свиты. Мощность жил составляет десятые доли метра, прослежены они примерно на 30 *м*. При изучении ртутного рудопроявления в одном из районов Южного Прифергапья С. Н. Баногиным в 1965—1966 гг. была отмечена вкрапленность киновари в осадках, относимых им к юрскому возрасту. Реликты этих осадков сохранились в виде эрозионных останцов на денудационный поверхности, срезающей живетские доломиты и другие породы палеозоя, а также в форме выполнения эрозионных рытвин вдоль ветвей крутого субширотного палеозойского разлома, омоложавшегося в послеюрское и послемиоценовое время. В сезон 1966 г. в восточной части Наукатской впадины (Южное Прифергапье) авторы настоящего сообщения встретили ряд гидротермальных рудопроявлений непосредственно в осадках неогена, о чем помимо характера самих отложений свидетельствует также выявленная здесь ассоциация неогеновых остракод. Положение в разрезе вмещающих пестроцветных песчаников, алевро-пелитов и мергелей определяет принадлежность их к средней части тогапской свиты бактрия по О. С. Вялову. Здесь, на участке площадью до 0,5 *км*^{2}, обнаружены единичные рудные прожилки и вкрапленность черного, нередко индиго-синего пиролюзита, кристаллы полианита, иногда выделения, по-видимому, браунита, буровато-черные скопления псиломелана и вада, мелкая вкрапленность серебристо-белого и золотистого пирита, а также бурые выделения лимонита.

Перечисленные в настоящей статье и описанные ранее факты, очевидно, могут свидетельствовать о том, что процессы рудообразования на Тянь-Шане не являются исключительной «монополией» палеозойской металлогении, а присущи также и альпийской эпохе. Из этого следует, по крайней мере, два вывода: 1) о желательности более внимательного изучения уже известных рудных объектов и выявленных гидротермально измененных и минерализованных зон, так как не исключен более молодой возраст некоторых из них; 2) о необходимости включения в орбиту поисков районов развития осадков мезокайнозоя и, особенно зон новейших, альпийских и активизированных в мезокайнозое более древних краевых и сопровождающих их разломов. К сожалению, эти вопросы все еще недостаточно привлекают внимание поисковиков и разведчиков.

IV. ОСАДОЧНАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ

УДК 553:068(042.2)

М. Н. Альтгаузен
(ВИМС)

ЭПОХИ ОБРАЗОВАНИЯ НЕКОТОРЫХ ТИПОВ ОСАДОЧНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

1. В постпротерозойской истории формирования осадочного чехла Земли отмечаются периоды относительно более интенсивного развития месторождений полезных ископаемых, в частности угля, фосфоритов и ряда редких металлов. Некоторые периоды характеризуются концентрированным накоплением большого числа элементов в одновозрастных или близких по возрасту слоях; нередко формируются комплексные месторождения. В других случаях месторождения разных элементов пространственно несколько разобщены, хотя развиты в смежных литолого-геохимических зонах.

2. На примере угля, горючих сланцев, фосфоритов и редких металлов в одних случаях устанавливаются планетарные эпохи их формирования, в других — более локальные. В отдельных крупных металлогенических областях, объединяющих несколько металлогенических провинций, иногда отмечаются относительно небольшие отличия в стратиграфическом положении сходных месторождений разных провинций.

3. Возникновение эпох интенсивного формирования месторождений является естественным следствием развития (изменения во времени) целого ряда условий на земной поверхности, в морских и океанических бассейнах и осадках: трансгрессий и регрессий водных масс, интенсивности вулканической деятельнности, температуры приземного слоя воздуха, развития растительного мира, что в свою очередь зависит от смены во времени тектонической обстановки. Эти изменения коренным образом влияют на условия миграции ряда элементов, интенсивность их поступления в речные, озерные, морские, океанические и подземные воды, степень их концентрации в водах, осадках и породах.

Непосредственными физико-химическими факторами, влияющими на эти процессы, являются соотношения кислорода и углекислоты в атмосфере и гидросфере, pH и Eh водной среды, а для редких металлов, кроме того, — степень концентрации и форма нахождения органического вещества и фосфора.

4. Представления о металлогенических эпохах и причинах их возникновения наряду с другими поисковыми критериями помогают при выборе площадей и толщ под поиски. На осно-

вании этих представлений открыт ряд месторождений редких металлов.

УДК 553.068(235.216)(042.2)

М. М. Адышев
(Институт геологии АН Киргизской ССР)

ОСАДОЧНАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ ТЯНЬ-ШАНЯ

С осадочными формациями Тянь-Шаня связаны разнообразные виды полезных ископаемых как рудных, так и нерудных, в ряде случаев имеющих существенное значение в металлогеническом облике Тянь-Шаня в целом. Специфика осадочной металлогении Тянь-Шаня обусловлена особенностями его тектонического строения и наличием резко обособляющихся трех крупных структурно-фациальных зон (складчатых областей) — Северного, Срединного и Южного Тянь-Шаня. Ниже перечисляются главнейшие осадочные рудоносные формации Тянь-Шаня в возрастной последовательности.

Протерозой. Серно-колчеданная графито-сланцевая формация Северного Тянь-Шаня, относимая к нижнему протерозою. Основным полезным компонентом является пирит как сырье для производства серной кислоты. Крупные пиритоносные линзы прурочены к пачкам графитистых сланцев. Такой тип оруденения известен в западной оконечности Киргизского хребта (месторождение Ачик-Таш).

Рифей. В пределах Северного Тянь-Шаня известно рудопроявление Кызыл-Бель в Таласском хребте. Оруденение представлено медистыми песчаниками и непосредственно приурочено к толще малиновой свиты рифея. Медная минерализация представлена в основном халькозином, в значительном количестве присутствуют борнит, халькопирит и пирит, которые концентрируются в пластах серо-зеленых аргиллитов с повышенным содержанием органического вещества.

В Срединном Тянь-Шане имеются мощные залежи железных руд, приуроченных к терригенной формации и изученых пока что только в районе хр. Джетым-Тоо. Эти руды образуют крупный железорудный бассейн протяженностью в известной части на десятки километров при средней мощности отдельных рудных тел от 26—30 до 70 *м*. Рудные тела имеют пластообразную форму и залегают среди позднерифейских хлоритовых сланцев, подстилающихся и перекрываю-

щихся тиллитоподобными конгломератами. Состав руд магнетито-гематитовый. В Северном Тянь-Шане карбонатные формации, содержащие пелитоморфные известняки, несут убогое полиметаллическое оруденение, а яшмовые формации Срединного и Северного Тянь-Шаня — убогое железо-марганцевое оруденение. С терригенными молассовыми формациями и кремнистыми породами западной части Южного Тянь-Шаня связано оруденение золота. Кремнистые сланцы свиты Джакболот (венд) в Срединном Тянь-Шане и в Улутау отличаются повышенным содержанием ряда элементов — фосфора, алюминия, ванадия, молибдена, железа и марганца.

Кембрий. В палеозойское время в Тянь-Шане формировались преимущественно морские осадки. Все известные крупнейшие месторождения каратаусских фосфоритов приурочены к нижнекембрийским кремнисто-карбонатным формациям Северного Тянь-Шаня. Фосфориты чулактаусской свиты в Малом Каратау залегают в нижней части толщи известняков на границе с подстилающими их кремнистыми осадками. Имеются данные о том, что углисто-карбонатная формация Северного Тянь-Шаня несет полиметаллическое оруденение. В последние годы установлено широкое распространение углисто-кремнисто-сланцевой формации нижнего кембрия во всех трех зонах Тянь-Шаня, которая отличается резко повышенным (местами до промышленного) содержанием фосфора, ванадия, молибдена и ряда других металлов. Наиболее полно эта формация и ее оруденение изучены в Срединном Тянь-Шане. Оруденение в ней приурочено к прослоям углистых, углисто-глинистых сланцев, обогащенных органическим веществом. Не исключается возможность нахождения в этой формации золотого оруденения. В районе Курук-Тага и Келпин-Тага кремнистые сланцы нижнего кембрия, являющиеся аналогами отложений приведенной выше формации, несут желваковое фосфоритное оруденение.

Ордовик. Кремнистые формации нижнего ордовика Срединного Тянь-Шаня отличаются, с одной стороны, наличием в них железисто-марганцовистого оруденения (кокбельская толща хр. Джетым-Тоо, олджобайская свита в районе р. Сары-Джаз, отложения нижнего ордовика в ряде районов Казахстана), с другой — повышенным содержанием ванадия, молибдена и других металлов (углисто-глинисто-кремнистые сланцы Сары-Джаза, Чаткальского района и др.). В Зеравшано-Гиссарской горной области Южного Тянь-Шаня в составе отложений O_{1-2}—S_1 установлена и изучена марганценосная вулканогенно-осадочная карбонатно-терригенная формация.

Силур. Имеющиеся данные очень скудны. Однако некоторые формации этого времени, в частности кремнистые формации Южного Тянь-Шаня, являются марганценосными; карбонатная формация этой зоны, возможно, несет сурьмяно-ртутную минерализацию.

Девон. Отложения среднего-верхнего девона и нижнего карбона содержат большую группу полиметаллических (Pb, Zn, Cu, местами Hg) месторождений и рудопроявлений пластового типа в карбонатных породах (хр. Молдо-Тоо, Ачисай, Сумсар и др.). Оруденение представлено сульфидной минерализацией вкрапленного и прожилкового типа среди карбонатных толщ, образуя линзы и пласты, группирующиеся в несколько горизонтов, и приурочено к определенным фациям аридной зоны. В Южном Тянь-Шане карбонатные формации среднего—верхнего девона являются бокситоносными. Кроме того, эти формации содержат ценные виды нерудного сырья—барит и флюорит (Сумсар, Миргалимсай).

Карбон. Карбонатные формации нижнего—среднего карбона характеризуются такой же металлогенической специализацией, как и соответствующие формации среднего-верхнего девона (Туюкское месторождение свинца в Кетменском хребте, Джергаланская группа полиметаллических месторождений, приуроченных к карбонатной уч-кошконской свите башкирского яруса среднего карбона и др.). Кроме того,терригенные пестроцветные отложения нижнего—среднего карбона несут медное и редкометальное оруденение (красноцветная толща Киргизского хребта). С карбонатными формациями среднего карбона в ряде районов связано марганцевое оруденение (Джеты-Огуз), а также бокситонакопление (Южный Тянь-Шань).

В верхнем палеозое и мезозое на территории Тянь-Шаня накапливаются как морские, так и континентальные отложения.

Пермь, триас. Отложения пермо-триаса в пределах современного Тянь-Шаня пользуются незначительным распространением. Имеющиеся к настоящему времени данные свидетельствуют о наличии угленосных и бокситоносных горизонтов, связанных с континентальными отложениями в южной части рассматриваемого металлогенического региона.

Юра. Отложения юрского времени распространены достаточно широко и представлены главным образом континентальными осадками (терригенные породы — конгломераты, песчаники, гравелиты, алевриты; отложения озер — песчаники, глинистые сланцы, карбонатные породы). Все известные месторождения углей Средней Азии связаны с юрскими порода-

ми. Кроме того, в ряде районов, особенно Северного Тянь-Шаня, с юрскими угленосными фациями связано редкометальное оруденение; верхне-юрские галогенные формации некоторых межгорных впадин Тянь-Шаня в повышенных количествах содержат такие элементы, как Rb, Br, J и др. Местами отмечается бокситонакопление (нижняя юра на севере Ферганы).

Мел. В нижнем мелу в Южном Тянь-Шане местами происходило накопление континентальных пестроцветных угленосных осадочных толщ с бокситами (Пскем-Угамский район). В последнее время в составе верхнемеловых отложений обнаружены бентонитовые глины с большими запасами, используемые в качестве селеустойчивых буровых промывочных растворов, керамзита в строительном деле и для заиловки строящихся водохранилищ.

Палеоген. В этот период в некоторых районах Тянь-Шаня шло накопление континентальных угленосных и бокситоносных формаций. Песчаники и сланцы в северной части Ферганы содержат марганцевое оруденение. Осадочные породы палеогена в целом отличаются повышенным содержанием редких элементов.

Установлено, что в современных озерно-болотных торфяниках межгорных впадин Тянь-Шаня идет интенсивный процесс накопления таких элементов, как ванадий, молибден, фосфор и других редких элементов.

Таким образом, на территории Тянь-Шаньского региона в осадочном цикле наблюдается накопление огромного количества различных металлов и неметаллических полезных ископаемых. Джетымский тип железорудных сланцев в одной только разведанной части содержит около 6 *млрд* тонн железной руды. Большими величинами измеряются запасы фосфора в фосфоритоносной формации Каратау; редкометально-ванадиеносная формация Тянь-Шаня на огромном протяжении, измеряемом сотнями километров, в резко повышенном количестве содержит фосфор, ванадий, молибден и ряд других элементов; юрские отложения повсеместно являются угленосными, а в некоторых районах они несут редкометальное оруденение. За последние годы в некоторых древних толщах (докембрий) Тянь-Шаня установлено наличие золота (свита Большого Нарына — верхний рифей в Джетым-Тоо), железа (железистые кварциты в Карсакпайской серии нижнего рифея в Улутау), алюмо-фосфатное сырье (верхний рифей в Улутау). По мере накопления фактического материала все больше и больше выясняется металлогеническая особенность осадочных формаций древних этапов развития земной коры рассматриваемого региона. Не приходится сомневаться в том, что при

более детальном изучении этих формаций они могут оказаться перспективными в отношении ряда металлов, в первую очередь по золоту, фосфору, железу и по другим элементам.

Суммируя все вышесказанное, следует подчеркнуть, что полезные ископаемые, связанные с осадочным процессом, открывают широкие перспективы, а долг исследователей Тянь-Шаня — обратить самое пристальное внимание на их изучение, особенно в древних осадках, к сожалению, изученных еще далеко не достаточно.

УДК 553.068(235.216)(042.2)

В. И. Попов

(Проблемная лаборатория осадочных формаций и осадочных руд ТашГУ)

РУДОНОСНЫЕ ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ ТЯНЬ-ШАНЯ

В последнее десятилетие осадочные месторождения полезных ископаемых получили резкое преобладание, составляя в среднем 75—80% в общем балансе горнодобывающей промышленности: в том числе черные металлы — 100% марганца, более 90% железа; основная часть легирующих добавок — ванадия, титана, никеля; легкие металлы — алюминий, магний; цветные металлы —56% меди, 50% свинца и цинка; редкие элементы — цирконий, ниобий, тантал в подавляющей массе добываются из россыпей; германий и др.; уголь, нефть, газ; удобрения для сельского хозяйства (калий, фосфор, кальций, микроэлементы — марганец, молибден и др.); основное сырье для химической промышленности—сера, соли для получения кислот, щелочей и др.; также бром, йод (частью извлекаемые из подземных вод).

Такое преобладание полезных ископаемых осадочного происхождения объясняется геохимическими особенностями осадочных формаций в целом. Они отображаются в коэффициенте геохимической вероятности образования осадочных месторождений отдельных элементов и используются в кларковом методе поисков осадочных полезных ископаемых.

Эти общие геохимические закономерности дифференцируются в зависимости от региональных геологических условий, позволяя говорить об осадочных геохимических провинциях. «Базальтовые» океанические провинции намного беднее осадочными рудами (железо, бокситы, титан, фосфор, редкие

элементы), чем континентальные, существенно гранитные, представители которых различаются друг от друга по рудно-осадочной специализации. Так, в Уральской провинции, где основные и ультраосновные формации преобладают над кислыми, рудные месторождения, в том числе медистые песчаники, сопровождаются ванадием и хромом. В Тянь-Шане, где преобладают кислые магматические формации, осадочные руды, кроме меди, сопровождаются серебром, золотом, молибденом, рением, серой, селеном, ванадием, свинцом, цинком, кадмием, цирконием, титаном, возможно оловом и даже вольфрамом и ртутью.

Большинство из этих элементов должно образовывать в Средней Азии крупные промышленные месторождения, а некоторые из них могут занять ведущее положение в Советском Союзе. Благоприятным фактором для их концентрации является аридный климат, господствовавший в течение большей части геологической истории Средней Азии. Однако в некоторые периоды климат приближался к гумидному и с ним связывалось накопление бокситов, марганцевых, железных руд и других полезных ископаемых.

При поисках месторождений осадочных руд в отдельных регионах следует опираться на их сопряженность с проявляющимися здесь отдельными типами осадочных формаций. Однако эта сопряженность нередко носит более сложный характер, чем предполагалось ранее. До недавних пор считалось, что, поскольку осадочные руды, как правило, стратифицированы, то это указывает на их сингенетичное образование. Имеется ряд важных сингенетичных рудных месторождений (россыпи, железо, марганец, алюминий, руды в углях и горючих сланцах, соли и др.).

В настоящее время все более выявляется эпигенетичность большинства осадочных руд цветных и редких металлов, обязанных своим образованием пластовым палеогидрогеологическим процессам выветривания, инфильтрации нисходящих вод («пластовое окисление»), а также восходящих вод — нефтяных и даже глубинных трещинных пневмато-гидротермальных растворов.

Все чаще признают, что восходящие термальные воды, первоначально не несущие рудных элементов, могут иметь самое различное происхождение (вадозовое, фреатическое, магматогенное, ювенильное); независимо от него эти воды по пути своего движения выщелачивают рудные элементы из дренируемых ими более древних рудных месторождений (регенерация руд по Шнейдерхену), а чаще — из обычных осадочных и эффузивных формаций и редко — из интрузивных

(Щербаков). Все чаще устанавливается сингенетично-эпигенетичное образование руд (В. И. Попов, 1942). Рудные элементы, несколько сконцентрированные в отдельных зонах осадочных формаций уже при сингенетичных процессах, позднее переоткладываются в тех же пластах эпигенетическими гидрохимическими процессами; последние стягивают руды в отдельные участки первично рудоносных пластов, где могут достигаться промышленные концентрации.

Опираясь на общую классификацию фациально-петрографических типов осадочных формаций (В. И. Попов, 1966), автор распределяет по ним свыше 40 рудоносных формаций Тянь-Шаня. Выделяются наиболее перспективные формации. Для их быстрейшего промышленного выявления необходимо ликвидировать исторически сложившуюся диспропорцию между исследованием осадочных формаций и осадочных руд, с одной стороны, и глубинных — с другой. Пора приступить к созданию научно-исследовательских институтов геохимии и литологии осадочных формаций и осадочных руд.

УДК 553.068.5(575.2)(042.2)

А. Э. Кабо

(Институт геологии АН Киргизской ССР)

РОССЫПИ В КИРГИЗИИ И ИХ ПОЛОЖЕНИЕ В ГЕНЕТИЧЕСКОЙ КЛАССИФИКАЦИИ

В последние годы в одном из районов Киргизии было установлено наличие россыпей. Своим появлением указанные россыпи обязаны прежде всего интенсивному проявлению новейших тектонических движений, максимальный размах которых приходился, по-видимому, на среднечетвертичную эпоху.

От середины четвертичного периода и до наших дней имело место интенсивное воздымание областей поднятий и одновременное опускание областей погружения, которое, как правило, осуществлялось вдоль ограничивающих эти области крупных долгоживущих разломов, неоднократно подновлявшихся как во время герцинского, так в особенности и во время альпийского этапов. Погружения в большинстве случаев были связаны со значительными смещениями сбросового характера. Таким путем шло образование тектонических впадин, вмещающих россыпи. Возникновение самих впадин и их последующее развитие проходило в виде нескольких непрерывно

продолжающихся циклов таким образом, что каждое погружение полностью компенсировалось осадконакоплением.

Осадки, выполняющие тектонические впадины, имели преимущественно пролювиальный характер, в связи с чем сложенные ими россыпи относятся к пролювиальному генетическому типу, но представляют собой самостоятельный тектоно-компенсационный подтип. Последний отличается сложным ритмичным строением с типичным для него пластовым залеганием отдельных горизонтов, нижние из которых являются погребенными.

Учитывая отмеченные выше особенности упомянутых россыпей, постараемся определить их положение в существующих генетических классификациях. С этой целью коротко остановимся на характеристике известных классификационных схем.

Одной из самых ранних является классификация россыпей, предложенная в 1912 г. К. И. Богдановичем, который выделяет три генетических типа: элювиальные, аллювиальные и прибрежно-морские россыпи (Нифонтов, 1961). Несколько позже, в 1923 г., Н. К. Высоцкий подразделил россыпи на элювиальные, аллювиальные, террасовые, ледниковые, морские и эоловые (Баранников и др., 1967). В классификации К. Рейнборна и Г. Мильнера за 1927 г. выделены аллювиальные (современные и древние), озерные, гравитационные и ледниковые типы россыпей (Нифонтов, 1961). Появившаяся в следующем году классификация В. Линдгрена содержит элювиальные, эоловые, долинные и прибрежно-морские (современные и древние россыпи. Этим автором отмечаются погребенные россыпи ручьев и потоков, чем подчеркивается существенно влияние новейшей тектоники на образование подобных россыпей. Близка к указанной и классификация россыпей В. А. Обручева (1934).

В 1937 г. Р. В. Нифонтовым была предложена классификация, содержащая восемь генетических типов россыпей: аллювиальные, делювиальные, элювиальные, озерные, морские, ледниковые, эоловые и золотоносные конгломераты (Нифонтов, 1961). В следующем году была опубликована работа Ю. А. Билибина «Основы геологии россыпей», в которой россыпи подразделяются на русловые, долинные, речных террас, погребенные, сложные, косовые, россыпи распадков и прибрежно-морские. В этом фундаментальном исследовании Ю. А. Билибина (1956), сохранившем свое значение до наших дней, основное внимание уделено лишь россыпям, образовавшимся за счет деятельности постоянных водных потоков.

В классификации П. М. Татаринова (1965) выделены две

крупные группы: месторождения выветривания—обломочные (элювиальные и делювиальные россыпи) и остаточные (глины, каолины и лотериты); месторождения осадочные — механические осадки (аллювиальные россыпи и конгломераты) и переотложенные осадки продуктов выветривания. В этой классификации совершенно не отражена взаимосвязь тектоники и процессов образования россыпей, а также отсутствуют их многие известные генетические типы.

И. С. Рожковым (1955) все россыпи по возрастному признаку делятся на новые (четвертичные и современные); древние (мезозойские и третичные) и ископаемые (палеозойские и допалеозойские), среди которых выделены аллювиальные, пролювиальные, прибрежные, элювиальные, делювиальные, ледниковые и эоловые генетические типы. Основным принципом данной классификации является то, что одни и те же генетические типы россыпей могли возникать в различные геологические эпохи, однако многие из существовавших ранее древних и ископаемых россыпей не сохранились до настоящего времени. В этой классификации впервые четко отмечается, что пролювиальные россыпи, наряду с некоторыми другими, представляют значительный практический интерес.

В классификации В. С. Трофимова (1960) выделены те же генетические типы россыпей, которые предлагались Р. В. Нифонтовым в 1937 г., дополненные появлением пролювиальных образований. Многообразие типов здесь показано в виде единого закономерного процесса, разбивающегося на ряд стадий на всем пути миграции материала от места расположения коренного источника до побережья морей и океанов.

В том же году Н. П. Херасковым и др. (1960) была создана классификация, основными принципами которой являлись удаленность россыпей от коренных источников сноса и характер сил, транспортирующих обломочный материал. Исходя из этих соображений, все россыпи объединены в три группы: 1) россыпи ближнего сноса— элювиальные, делювиальные, аллювиальные (мелких рек), реже флювиогляциальные и озерные, 2) россыпи водного потока—аллювиальные (крупных долин) и озерные; 3) россыпи водоемов — прибрежно-морские, дельтовые, часть эоловых и озерных. Недостатком этой классификации является некоторая неполнота: в ней отсутствуют пролювиальные и ледниковые генетические типы; разделение аллювиальных россыпей ближнего сноса и водного потока весьма условно; не учитывается влияние тектонических, климатических и других факторов.

А. А. Кухаренко (1961) привел классификацию россыпей из пяти групп: 1) элювиальные, делювиальные и коллювиаль-

ные; 2) русловые, пойменные, террасовые, ложковые, пролювиальные и дельтовые; 3) морские, озерные и прибрежные; 4) ледниковые; 5) эоловые. Эта классификация представляет собой несколько расширенный и своеобразно переработанный вариант классификаций К. Рейнберна и Г. Мильнера (1927), Ю. А. Билибина (1938), И. С. Рожкова (1955) и ряда других советских и зарубежных авторов.

Значительный интерес представляет собой появление новой классификации россыпей Р. В. Нифонтова (1961), в которой выделены три большие группы: 1) россыпи, образованные несортированными или плохо сортированными продуктами зоны денудации — элювиальные, делювиальные, моренные, кратковременно действующих потоков, селевые, коллювиальные подножьев склона и оползневые накопления делювия; 2) россыпи, образованные рассортированными продуктами денудации в зоне переноса материала водными потоками в долинах рек — долинные, русловые, косовые; россыпи долинных озер, ключей и балок, конусов выноса; 3) россыпи, образованные хорошо рассортированными продуктами денудации в зонах устойчивого отложения в предгорных впадинах, морских бассейнах и приморских низменностях — россыпи «базальных» конгломератов, морские россыпи дельтовых отложений крупных рек, прибрежно-морские россыпи прибойной зоны, россыпи приморских и предгорных низменностей, россыпи крупных межгорных впадин — озер.

Предложенная Р. В. Нифонтовым в 1961 г. классификация россыпей является наиболее полной и детально разработанной по сравнению со всеми известными в настоящее время региональными классификациями других авторов. В ней учитывается множество факторов, влияющих на образование различных генетических и морфологических типов (а также подтипов и видов) россыпей, их положение в современном рельефе, возраст, принадлежность к определенным комплексам отложений, возможность нахождения погребенных россыпей в грабенообразных участках, возникновение которых связано с проявлениями новейшей дизъюнктивной тектоники. Однако и в этой классификации, как и во многих других, предшествующих ей, не отражены те условия, которые характеризовали бы весь комплекс геологических факторов, участвовавших в формировании россыпей, выявленных в Киргизии.

В связи с вышеуказанным, установление нового, характерного для высокогорных районов тектоно-компенсационного подтипа пролювиальных россыпей может существенно восполнить те пробелы, которые имеются в существующих классификациях, так как позволяют говорить о новой, неиз-

вестной до сих пор и поэтому не отраженной ни в каких классификациях генетической и морфологической разновидности пролювиальных россыпей.

УДК 553.464:551.732(235.216-13) (042.2)

К. Е. Калмурзаев

(Институт геологии АН Киргизской ССР)

ВАНАДИЕНОСНЫЕ КЕМБРИЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Кембрийские отложения, отличающиеся молибден-ванадиевой рудоносностью, широко распространены в Южном Тянь-Шане. В пределах горного обрамления Южной Ферганы они установлены в бассейнах рек Чалкуйрук и Кыргыз-Ата, в горах Кызыл-Кунгей, в бассейне р. Чаувай, в горах Кара-Чагыр, в урочищах Кара-Танга и Ходжа-Корум, в Шураб-Сагульском районе, в урочище Мадыген, в районе буроугольного бассейна Сулюкта. Южнее ванадиеносные осадки кембрия установлены в бассейнах рек Кок-Су, Арглы и Фан-Дарья (в районе с. Пети). Полоса ванадиеносных отложений распространена также в пределах хребта Северного Нуратау и в Кызыл-Кумской провинции (Ауминзатау, Бельтау, Джетимтау, Тамдытау, Букантау). Ванадиеносными являются углисто-кремнистые сланцы, приуроченные к углисто-карбонатно-кремнистым отложениям кембрия. В горном обрамлении Южной Ферганы они образуют карачагырскую свиту. Возраст ее определяется на основании сборов фауны археоциат в Чон-Алайском районе и в бассейне р. Арглы, а также брахиопод и трилобитов и других организмов в районах Кызыл-Кунгей, Шураб-Сагуль-Мадыген и Сулюкта (Б. В. Яскович, 1958—1966; К. Е. Калмурзаев, 1964—1967). Карачагырская свита залегает несогласно на пестроцветных песчано-глинистых осадках сагульской свиты позднего докембрия и перекрывается отложениями среднего палеозоя. В горах Кызыл-Кунгей и Шураб-Сагуль-Мадыгенском районе в кровле сагульской свиты под отложениями карачагырской свиты устанавливаются образования древней коры выветривания (К. Е. Калмурзаев, 1967). В Северном Нуратау ванадиеносной является каракашская углисто-карбонатно-кремнистая свита кембрия, залегающая на чалкудукской сланцевой свите позднего докембрия, а в Кызыл-Кумской провинции ванадиенос-

ные сланцы приурочены к тасказганской углисто-карбонатно-кремнистой свите кембрия, которая залегает на ауминзинской сланцевой свите позднего докембрия и перекрывается пестроцветными осадками мурунтауской свиты предположительно ордовика (К. Е. Калмурзаев, 1966).

Во всех указанных районах Южного Тянь-Шаня нами выделяется только один рудоносный горизонт, обогащенный ванадием, молибденом, фосфором и другими элементами, а не несколько, как считалось ранее (С. В. Культиасов, Р. П. Дубинкина и др., 1946; И. В. Швей, И. А. Недошивин, В. А. Шумлянский и др., 1966).

Концентрации ванадия, молибдена, фосфора и других элементов в углисто-кремнистых сланцах кембрия Южного Тянь-Шаня, по нашему мнению, являются первичноосадочными. Источником указанных элементов могли быть кембрийские океанские воды, которые были богаче микроэлементами по сравнению с водами современных океанов.

По нашему мнению, кембрийская ванадиеносная углисто-кремнисто-сланцевая формация Южного Тянь-Шаня представляет практический интерес, как комплексное сырье на ванадий, молибден и другие элементы.

Позднедокембрийские отложения горного обрамления Южной Ферганы (сагульская свита) и Северного Нуратау (чалкудукская свита), а также пестроцветные песчано-глинистые сланцы нижнего силура этих районов могут быть золотоносными, так же как и в Кызыл-Кумской провинции.

УДК 551.21:[546.881+546.18+546.284]:552.55:551.732(235.216-191)(042.2)

В. В. Шабалин

(Институт геологии АН Киргизской ССР)

О РОЛИ ЭФФУЗИВНОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ В НАКОПЛЕНИИ ВАНАДИЯ И ДРУГИХ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ, А ТАКЖЕ ФОСФОРА И КРЕМНЕЗЕМА В КЕМБРИЙСКИХ УГЛИСТО-КРЕМНИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ХРЕБТА ДЖЕТЫМ-ТОО (ТЯНЬ-ШАНЬ)

Ванадиеносные и фосфоритоносные углисто-кремнистые отложения кембрия широко развиты не только в хребте Джетым-Тоо, но и в других районах Тянь-Шаня и Центрального Казахстана. В частности, ванадиеносные осадки распространены в бассейне р. Сары-Джаз, в хребтах Джетым-Тоо, Кок-Ийрим-Тоо, Тахталыкском, Сандалашском, Пскемском, Дже-

баглинском, Большом Кара-Тау, Улу-Тау (Срединный Тянь-Шань и его продолжение в Казахстане), фосфоритоносные — в хребтах Малый Кара-Тау (Северный Тянь-Шань), Кельпинском и Курук-Таге (Южный и Юго-Восточный Тянь-Шань).

Рассматривая источники кремнезема, фосфора, ванадия и других редких элементов в углисто-кремнистых отложениях, ряд исследователей (М. М. Адышев, 1964; С. Г. Анкинович, 1965; Е. А. Анкинович, 1965; К. Е. Калмурзаев, 1964; В. Г. Королев, 1958, 1960; В. В. Шабалин, К. Сагындыков, 1960; Н. С. Шатский, 1955 и др.) связывали накопление указанных компонентов полностью или частично с эффузивной (главным образом,подводной) деятельностью, считая ванадиеносные и фосфоритоносные кремнистые осадки Тянь-Шаня отдаленной кремнистой формацией по Н. С. Шатскому. Накопление ванадиеносных кремнистых осадков кембрия (шорторская серия) хр. Джетым-Тоо связывалось конкретно с эффузивными образованиями капкатасской серии нижнего — среднего кембрия в соседней к северу Терскейской эвгеосинклинали, в междуречьи Арчалы — Джиналач и горах Джетым-Бель (В. Г. Королев, 1958, 1960; В. В. Шабалин, К. Сагындыков, 1960).

Анализ закономерностей географического распространения, статиграфического положения, а также фациально-литологических и геохимических особенностей ванадиеносных, фосфоритоносных кремнистых и вулканогенных образований кембрия хр. Джетым-Тоо и других районов позволяет прийти к следующим выводам.

Ванадиеносные кремнистые отложения кембрия распространены узкой полосой в Срединном Тянь-Шане и в его продолжении в Казахстане на огромном расстоянии, от Сары-Джаза на востоке до Улу-Тау на северо-западе, а кембрийские фосфоритоносные кремнистые осадки встречаются в соседних к северу и югу структурно-фациальных зонах Тянь-Шаня (Малый Кара-Тау, Кельпин-Таг, Курук-Таг). При этом осадочные толщи кембрия отличаются удивительным постоянством состава и мощности. Ванадиеносные отложения обычно обогащены фосфором, а фосфоритоносные — ванадием. В то же время кембрийские эффузивные и эффузивно-осадочные образования установлены далеко не везде, а лишь в отдельных районах: в Улу-Тау, Джетым-Тоо, Сары-Джазе, Курук-Таге. Таким образом, *региональной пространственной связи* между накоплением ванадиеносных и фосфоритоносных кремнистых осадков и эффузивами *не намечается*.

В районе хр. Джетым-Тоо ванадиеносные с повышенными содержаниями фосфора кремнистые осадки кембрия тяготеют

к южным (караторским) разрезам шорторской серии, а северные (шорторские) ее разрезы имеют преобладающий карбонатный состав. В то же время кембрийские эффузивные и эффузивно-осадочные образования капкатаской серии распространены севернее, к северу от важнейшей структурной линии Тянь-Шаня. Таким образом, *локальной пространственной связи* между накоплением ванадиеносных кремнистых осадков Джетым-Тоо и эффузивной деятельностью *не намечается.*

В Улу-Тау, Джетым-Тоо, Сары-Джазе и Курук-Таге (как и в других районах), по последним данным, ванадиеносные и фосфоритоносные кремнистые осадки относятся к нижнему кембрию. В нижнем кембрии в указанных районах имеются вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования. В то же время ни в одном из них не отмечено фациального перехода от вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований к ванадиеносным или фосфоритоносным кремнистым осадкам, т. е. не доказана одновременность эффузивного процесса с накоплением ванадия, фосфора, кремнезема. Ванадиеносные и фосфоритоносные горизонты обнимают лишь небольшую часть разреза нижнего кембрия, а продолжительность нижнего кембрия достигает 20—30 миллионов лет. Более того, в Курук-Таге эффузивные и эффузивно-осадочные образования залегают стратиграфически выше фосфоритоносных кремнистых осадков. Линзы эффузивных и эффузивно-осадочных пород в Сары-Джазе расположены стратиграфически выше нижнекембрийского ванадиеносного углисто-кремнистого горизонта. Таким образом, *временной связи* между накоплением ванадиеносных и фосфоритоносных кремнистых осадков кембрия и эффузивной деятельностью *не намечается.*

Для концентраций ванадия и молибдена в кембрийских углисто-кремнистых отложениях хр. Джетым-Тоо и других районов характерны следующие особенности: 1) приуроченность к прослоям углисто-глинистых сланцев, обогащенных органическим веществом; 2) стратификация, т. е. приуроченность к ванадиеносному горизонту нижнего кембрия как стратиграфической единице, хотя ванадиеносные прослои имеются как ниже, так и выше ванадиеносного горизонта; 3) ритмичность, повторяющая ритмичность в литологическом составе, обусловленную сменой литологических разновидностей пород (углисто-глинистых и кремнистых сланцев, реже алевролитов, известняков, иногда фосфоритов); 4) приуроченность к определенным морским фациям, а именно к фациям мелководных морских басейнов типа лагун или заливов, располагавшихся в передовых прогибах геосинклинали; 5) отсутствие связи с магматическими проявлениями; широко развитые в составе

ванадиеносного горизонта Северо-Западного Кара-Тау (С. Г. Анкинович, Е. А. Анкинович, 1956) и Джетым-Тоо (В. В. Шабалин, 1965) роскоэлитово-кварцевые прожилки присущи только этому горизонту, не выходят за его пределы и не связаны с магматическими проявлениями, а являются эпигенетическими и метаморфогенными образованиями; 6) отсутствие, за редкими исключениями, например, в хр. Кулан-Тау (М. В. Тащинина, 1951) пепловых структур в кремнистых породах. Эти особенности свидетельствуют о том, что накопление ванадия, молибдена и других элементов в осадках ванадиеносных кремнистых отложений *имеет первично-осадочную природу.*

Такие факты, как: 1) находки докембрийской (дошорторской) коры выветривания в кровле нижележащих «верхних тиллитоподобных породах» байконурской свиты в Курук-Таге (Ху Шу-юн, 1958), Сары-Джазе (М. М. Адышев, В. В. Шабалин, К. Е. Калмурзаев, 1967), Джетым-Тоо (М. М. Адышев, В. В. Шабалин, К. Е. Калмурзаев, 1967; В. В. Шабалин, 1964), Улу-Тау (Г. Х. Ергалиев, 1965); 2) преобладание в составе кембрийских отложений Джетым-Тоо и других районов органогенно-хемогенных пород при небольшом развитии терригенных глинистых и алеврито-глинистых сланцев и почти полном отсутствии терригенных грубообломочных пород; 3) упорядоченное (по Н. М. Страхову, 1960, 1962) распределение большинства химических элементов в породах и приуроченность максимумов их содержаний к пелитоморфным углисто-глинистым (V, Mo, Pb, Ag, Cr, Cu, Hg), хемогенным карбонатным (Sr, Mn) или смешанным углисто-глинисто-карбонатным (P) осадкам, указывают на преобладание процессов химического выветривания в области сноса и очень слабое развитие механической денудации, а также на связь накопления ванадия, молибдена, фосфора и других элементов с разрушением коры выветривания на водосборной площади. Убывание содержаний указанных элементов в углисто-глинистых сланцах кембрия хр. Джетым-Тоо снизу вверх по разрезу (В. В. Шабалин, 1965) свидетельствует о том, что главная масса этих элементов привносилась в морской бассейн и осаждалась в начальные стадии морской трансгрессии, когда морской бассейн (лагуна) имел небольшие размеры по сравнению с водосборной площадью; по мере развития трансгрессии площадь морского бассейна увеличивалась, а площадь водосбора уменьшалась, возрастала связь с открытым морем; содержания химических элементов в водах бассейна падали, и уменьшались масштабы концентрации химических элементов в осадках.

Отмеченные выше факты убеждают нас в том, что основным

источником ванадия и других редких элементов, а также фосфора и кремнезема в кембрийских осадках не могла быть эффузивная деятельность в соседних эвгеосинклиналях. Ванадиеносные и фосфоритоносные кремнистые осадки кембрия Тянь-Шаня, строго говоря, нельзя относить к отдаленной кремнистой формации, по Н. С. Шатскому.

УДК 553:552.54:551.734/.735(575.1-15)(042.2)

К. А. Набиев

(Трест «Ташкентгеология»)

РУДОНОСНОСТЬ КАРБОНАТНОЙ ФОРМАЦИИ ДЕВОНА И КАРБОНА ЗАПАДНОГО УЗБЕКИСТАНА

Среди палеозойских отложений Западного Узбекистана значительным развитием пользуются девонские и каменноугольные карбонатные формации. Ими сложены горные возвышенности Букантау, Тамдытау, Аристантау, Кульджуктау, горы Мальгузар и Нуратау. Представлены они в основном органогенными известняками и в меньшей степени доломитами. Органические остатки состоят преимущественно из мелководных форм (амфипоры, строматопоры, брахиоподы, табуляты).

Выделяются следующие фациально-петрографические типы пород: прибрежные (известняки водорослевые, обломочные и фораминиферовые), мелководношельфовые (известняки амфипоро-строматопоровые, брахиоподовые, криноидные), глубоководношельфовые (известняки оолитовые, хемогенные), лагунные (доломиты). Выделенные фациально-петрографические разности карбонатных пород отличаются содержанием нерастворимого остатка, Fe_2O_3, FeO, MnO, а также петрографическим и отчасти минералогическим составом.

С карбонатными формациями девона и карбона Западного Узбекистана связаны месторождения полиметаллов, ртути, бокситов.

Полиметаллические месторождения размещены в Северонуратинском хребте. Наиболее крупное из них Учкулачское месторождение расположено в горах Ханбандытау. Полиметаллическое оруденение контролируется фациально-литологическим составом пород, приурочено к доломитам нижнего девона и представлено в основном согласными рудными телами пластового типа.

Представляется, что рудоносные доломиты Учкулача образовались в условиях застойного бассейна типа лагун с серово-

дородным заражением, являющихся благоприятной средой для осаждения из химических растворов сульфидных соединений.

Процесс рудного минералообразования в доломитах рассматривается как совокупный результат химического осаждения, сорбционного и биологического извлечения отдельных рудных компонентов из морской воды с последующим образованием твердых фаз в стадию диагенеза.

Месторождения киновари распространены в Мальгузарских горах, где выделяется так называемая зааминская ртутно-рудная зона. Наиболее крупное из них Кара-Суйское месторождение. Оруденение приурочено к сильно трещиноватым доломитовым известнякам девона (D_1?). Наиболее богатые киноварью зоны приурочены к пласту амфипорового доломитового известняка. Киноварь зачастую замещает фауну амфипор.

В последнее время киноварь установлена в Кызылкумах (Аристантау, Тамдытау, Кульджуктау). Здесь оруденение связано с карбонатными породами девона. На полиметаллических и ртутных месторождениях установлены некоторые редкие и рассеянные элементы (селен, таллий, кадмий и др.). Бокситы и их метаморфические разности корунды и наждаки имеют региональное распространение, протягиваясь прерывистой полосой от предгорий Алайского хребта на востоке до северных палеозойских выходов Кызылкумов на западе.

В 1964 г. в Тамдытау выявлены залежи бокситов значительной протяженности и мощности с высоким содержанием Al_2O_3.

Особенность бокситового оруденения заключается в том, что оно приурочено к предсреднекаменноугольному перерыву и повсеместно контролируется присутствием в разрезе отложений среднего карбона.

Известно, что формирование бокситов представляет собой очень сложный геологический процесс, и мнения исследователей по этому вопросу сильно расходятся. Однако имеющиеся в настоящее время геологические данные свидетельствуют о том, что источником Al_2O_3 служила континентальная кора выветривания.

Изучение стратиграфии и литологии карбонатной формации девона и карбона позволяет выяснить условия образования месторождения полиметаллов, ртути, бокситов и определяет дальнейшие перспективы Западного Узбекистана в постановке поисково-разведочных работ.

УДК 553.492.1:551.73(235.216-13) (042.2)

Б. И. Попов, Л. П. Коннов, В. Ю. Запрометов, О. Д. Шевченко

(ТАШГУ, САИГИМС)

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕНЕЗИСЕ И СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ ПАЛЕОЗОЙСКИХ БОКСИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

На основании обобщения материалов предыдущих исследователей и собственных наблюдений авторами предпринята попытка детализации схемы структурно-формационного районирования Алай-Туркестанского отрезка Южного Тянь-Шаня с уточнением структурно-формационной позиции бокситовых отложений башкирского возраста.

В основу структурно-формационного районирования положена идея о необратимом центробежном ступенчатом разрастании магматогенной оболочки земной коры, конкретизированной В. И. Поповым (1938, 1960, 1963, 1964 и др.) в теории о ядерном развитии земной коры. Из нее вытекает схема зонального разделения ядер роста материка и междуядерных зон Средней Азии.

Южный Тянь-Шань представляет собой междуядерную зону, в которой выделяются два основных типа структурно-формационных подзон: а) кордильерные, относительно приподнятые, сложенные карбонатными формациями: б) межкордильерные (и предкордильерные), представляющие собой прогибы, сложенные в основном сланцевыми и диабазово-спилитовыми формациями.

Эти подзоны имеют примерно одинаковую ширину (8—15 *км*, редко до 20 *км*) и субширотно и непрерывно протягиваются через Алайский и Туркестанский хребты.

Выделены следующие зоны и подзоны (с севера на юг):

А. Кураминская окраинно-ядерная зона;

Б. Южно-Тянь-Шаньская междуядерная зона:

1. Гузанская полукордильерная подзона.

2. Вуадильская межкордильерная (предкордильерная) подзона.

3. Ура-Тюбе-Катранская кордильерная подзона (частью сдвоенная).

4. Исфанинская межкордильерная подзона.

5. Андыгенская кордильерная подзона.

6. Даудинская межкордильерная подзона.

7. Курганакская кордильерная подзона.

8. Зеравшанская межкордильерная (флишевая) подзона и другие более южные.

Все известные рудопроявления палеозойских бокситов Туркестано-Алая приурочены к кордильерным подзонам. Шарниры кордильерных подзон Южного Тянь-Шаня к востоку погружаются, в связи с чем восточнее Абшира исчезают следы башкирского перерыва, а с ним — и залежи бокситов.

Все рудопроявления бокситов, в свете имеющихся к настоящему времени данных, относятся нами, вслед за О. И. Сергуньковой, к средней части башкирского яруса среднего карбона.

Глинозем в виде бокситов почти всегда концентрировался в первой от ядра кордильерной зоне, поэтому в Южной Фергане проявления бокситов обычно приурочены к Ура-Тюбе-Катранской подзоне, но к западу они переходят в Андегенскую и даже в Курганакскую подзоны.

Это, вероятно, связано с тем, что отступает к югу также южная граница Кураминского поднятия, с которого сносился терригенный пелитовый и глиноземсодержащий коллоидный материал. Последний рассеивался в терригенных формациях и преимущественно накапливался в карбонатных на некотором отдалении от берегов моря, но не очень далеко от них.

Дальше от питающей провинции количество глинозема в морской воде снижалось настолько, что он рассеивался в массе известняков более южных кордильер и уже не мог создать бокситовые залежи при последующей дополнительной своей концентрации. Эта дополнительная концентрация, видимо, проходила в несколько фаз.

Во-первых, надо связывать ее с карстовыми процессами в известняках, чем вызывалось накопление глиноземного нерастворимого осадка. Последний был накоплен в какой-либо карстовой полости механическим путем. Глинозем частично, по-видимому, мог эпигенетично перемещаться в растворах на некоторые расстояния, достаточные для его концентрации и образования бокситовых залежей.

Во-вторых, бокситовые залежи впоследствии перемывались волнами трансгрессирующего моря, и в этом случае бокситы накапливались в волноприбойном фациальном поясе уже в виде довольно выдержанных пластов.

В-третьих, вероятно могло происходить объединение бокситовых залежей всех типов путем их обескремнивания, сопровождавшегося выносом кремнезема в подстилающие известняки, подвергавшиеся при этом окремнению. Различные эпигенетические перемещения кремнезема и глинозема, а также отложения сидерита, анкерита, пирита, битумов надо связывать с влиянием впервые установленного нами верхнепалеозойского нефтяного эпигенеза.

Таким образом, в карбонатных формациях Южного Тянь-Шаня намечается два сингенетичных фациальных типа башкирских бокситов:

а) пещерный (карстовый) тип накопления нерастворимого остатка и продуктов его химического переотложения в пустотах и на поверхности растворявшихся известняков; б) волноприбойный тип, образовавшийся из-за переотложения карстовых бокситов в морских условиях.

Осадки башкирского яруса, снесенные с Кураминского ядра в море, у границ ядра представлены шлировой формацией волноприбойного типа, перекрывшей карбонатную Гузанскую полукордильеру. Эти осадки в наибольшем количестве накапливались в Вуадильской подзоне и являются весьма неблагоприятными для седиментации чистых глиноземистых осадков.

УДК 553.43(477) (042.2)

И. М. Беспалов

(Группа отделов ИМР, Днепропетровск)

МЕДИСТЫЕ ПЕСЧАНИКИ УКРАИНЫ И ВОПРОСЫ ИХ ПРОИСХОЖДЕНИЯ

На Украине медное оруденение осадочного генезиса, связанное с пестроцветными аридными формациями, известно в девоне (Приднестровье, зона сочленения Донбасса с Приазовьем), перми (Донбасс) и неогене (Предкарпатский прогиб). Наиболее перспективными объектами являются Донбасс и Приднестровье, где необходимо продолжить поиски медных месторождений.

Рудопроявления меди на Волыно-Подольской плите (Приднестровье) располагаются в юго-восточной части территории распространения пестроцветов жединского и кобленцского ярусов нижнего девона, на площади около 600 *км*^{2}. Мощность пестроцветной толщи до 500 *м*. Установлено шесть сероцветных меденосных пачек, мощность которых изменяется в пределах 0,5—6 *м*. Рудные зоны в плане имеют вид узких полос северо-восточного направления (Бирюлов, 1965). Рудные минералы представлены халькозином, халькопиритом, борнитом, ковеллином, пиритом, галенитом и продуктами их окисления. Подавляющая часть пестроцветных осадков относится к мелководным прибрежно-бассейновым образованиям. Медная минерализация связана с фациями подводной части дельты. Тер-

ригенный и рудный материал поступал в нижнедевонский бассейн Приднестровья с северо-востока.

Медистые песчаники зоны сочленения Донбасса с Приазовьем обнажаются на правобережье р. Мокрой Волновахи. Вмещающие оруденение серые песчаники представлены континентальными фациями. Рудные минералы (малахит, борнит, ковеллин, куприт, реликты халькозина, пирит) образуют цемент в песчанике, а также встречаются в виде налетов по трещинам. По-видимому, источником меди были подстилающие девонские палеобазальты, которые содержат повышенные количества меди, а в некоторых местах к ним приурочены гидротермальные медно-сульфидные рудопроявления.

Нижнепермские пестроцветы Донбасса (картамышская свита) имеют мощность до 1100 *м*. В свите выявлено девять рудоносных сероцветных толщ, вмещающих более 30 медных рудопроявлений. Подавляющее большинство их связано с подводнодельтовыми фациями, три рудопроявления приурочены к зоне перехода подводно-дельтовых осадков в заливноморские, и одно связано с озерными отложениями. Как и на месторождениях Джезказганском в Казахстане и Мансфельд в Германии, в Донбассе отчетливо проявлены полиметаллический характер оруденения и его зональное размещение на фациальном профиле: накопления свинца и цинка сдвинуты в сторону бассейна относительно накоплений меди. Установлено, что терригенный (по-видимому, и рудный) материал поступал в Картамышскую лагуну с юга, в основном с Украинского кристаллического массива.

В Предкарпатском прогибе проявления медной минерализации (малахит, азурит, халькозин) известны в бассейне р. Быстрицы Надворянской и приурочены к прослоям серых песчаников и конгломератов среднего миоцена. По фациальному составу эти отложения русловые, пойменные и озерные. Оруденение бедное, невыдержанное по мощности и простиранию.

Изучение минерало-петрографических особенностей, литологии и условий формирования рудоносных серых прослоев и безрудных красно-бурых образований, слагающих пестроцветы, показывает, что существовали различные географические, тектонические и климатические условия при их формировании. Эти факторы оказали решающее влияние на различные формы миграции меди в бассейн.

Во время образования сероцветов медь мигрировала в виде истинных растворов. Этому способствовали кислая среда водотоков гумидной зоны и малые размеры рек. При взаимодействии с карбонатами лагунного бассейна медь выпадала из

раствора только в прибрежной зоне осадков, обогащая последние. Происходит многократное увеличение концентрации меди в прибрежных осадках по сравнению с ее содержанием в поступившем водном растворе. По-видимому, седиментогенез, а не диагенез является решающей рудообразующей стадией.

Карбонаты меди переходят в сульфиды при седиментогенезе и раннем диагенезе, когда остатки растений способны быть продуктом питания бактерий, в результате жизнедеятельности которых из сульфатов водоема образуется сероводород. При взаимодействии последнего с карбонатами металлов образуются их сульфиды. Следовательно, значение растительной органики в основном сводится к процессу косвенного преобразователя медных карбонатов в сульфиды.

При образовании красно-бурых пород медь поступала в бассейн в составе кластического материала, карбонатной взвеси и, подчиняясь законам механической седиментации, рассеивалась по всему бассейну; прибрежные фации медью не обогащались.

УДК 550.41(235.216-15)(042.2)

Р. Г. Юсупов, Б. Г. Хайруллин, Р. М. Талипов, Ш. Хатамов, Л. А. Хасанова

(Министерство геологии Узбекской ССР)

НАПРАВЛЕННОСТЬ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В БИОСФЕРЕ ЧАТКАЛО-КУРАМИНСКОГО РЕГИОНА В СВЯЗИ С ЕГО МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИМИ ОСОБЕННОСТЯМИ

1. Закономерности распределения химических элементов в биосфере представляют большой интерес для геологических работ. Основы этой проблемы получили развитие в работах В. И. Вернадского (1965), А. П. Виноградова (1963), В. В. Ковальского (1960), Б. Б. Полынова (1948, 1952, 1953), А. И. Перельмана (1966) и др.

Выветривающиеся рудные месторождения и их первичные ореолы рассеяния, процессы формирования вторичных ореолов рассеяния в рыхлых продуктах выветривания, возникновение биогеохимических и геомикробиологических ореолов рассеяния, метаморфизация природных вод приводят к важнейшим процессам распределения и перераспределения химических элементов в биосфере.

2. Несмотря на многолетнюю историю геологических исследований в Чаткало-Кураминских горах, ландшафтная оболоч-

ка их изучена далеко не полно. Лишь в 1959 г. усилиями различных организаций в этом районе было начато изучение геохимии биосферы. Сотрудниками Института геологии и геофизики им. Х. М. Абдуллаева АН Узб. ССР (Р. М. Талипов, Х. Арипова), Министерства геологии Узб. ССР (Е. М. Кадысев, Х. Б. Фаттахов, В. Ф. Скрябин, Б. Г. Хайруллин, Р. Г. Юсупов, В. А. Панкратьев, В. А. Ан и др.), Ташкентского государственного университета им. В. И. Ленина (Т. Е. Сумочкина, И. Н. Степанов), ГидроИНГЕО Министерства геологии СССР (Л. А. Хасанова), Университета Дружбы народов им. Патриса Лумумбы (С. П. Албул, И. А. Клименко, Г. Г. Спиров), ВСЕГЕИ (Н. А .Цикункова, Н. Н. Васильева) и др. была установлена сложность химического состава, зональное строение и направленность геохимических процессов в распределении химических элементов в верхней части биосферы Чаткало-Кураминских гор.

3. Во всех системах биосферы (магматические горные породы, рудные месторождения, почвы, растения и воды) выявилось более 55 химических элементов. Это составляет для подстилающих горных пород и рудных образований 100% распространенности элементов, для кроющих современных отложений — 83,6%, растений — 90,9% и поверхностных вод—54,5%.

Исследования показали присутствие в химическом составе золы растений повышенного количества свинца, цинка, меди, серебра, золота, сурьмы, мышьяка, селена, кадмия и ряда других элементов — индикаторов соответствующих рудных образований.

На характер распределения элементов в биосфере накладывает отпечаток металлогеническая особенность района, типы развитых месторождений и состав их руд. В связи с этим устанавливающиеся параметры подвижности химических элементов в системах порода→ почвы, порода→ растения и т. д. фоново-аномальные (C_a и C_ϕ) содержания металлов характеризуют направленность геохимических процессов в Чаткало-Кураминском регионе.

4. В биосфере Чаткало-Кураминского региона устанавливаются следующие биогеохимические группы элементов (по геохимической классификации А. Н. Заварицкого):

1) группа главных элементов горных пород (Si, Al, Ca, K, Mg, Na, Ba, Sr;

2) магматических эманаций (C, N, O, P, Cl, S, F);

3) элементов группы железа (Fe, Mn, Cr, V, Ti, Co, Ni);

4) элементов редких (Sc, Zr, V, Mo);

5) элементов металлических (Pb, Zn, Cu, Au, Ag, Cd, Ga, Sn, Tl);

6) элементов металлоидных и металлогенных (As, Sb, Bi, Se).

Величина $(C_{\phi} : C_{a}) \times 100$ выявлена раздельно для каждой системы биосферы. В системе почва → растения она находится в зависимости от степени биологического поглощения химических элементов. Намечаются ряды последовательности биологической подвижности химических элементов, по которым можно устанавливать активность отдельного элемента в формировании химического состава биосферы.

Ниже дается схема региональных рядов биологической подвижности элементов: Au →···→ Ga → Mo →···→ Se → Cd → V → ··· → Zn → Sb → As → Sn → Bi → ··· → Pb → Tl → Ni → Ba → Sr → Cu → Co → Sc →···→ F → Mn → V → ··· → W → ··· → Fe → ··· → Cr → ··· → S → Zr → Ag → Ti.

Следует обратить внимание на расположение золота в начале ряда, а титана — в конце. На рудных месторождениях выявляется высокая подвижность кадмия, цинка, висмута, свинца, меди и других металлов.

Таким образом, характер распределения химических элементов в ландшафтной оболочке Чаткало-Кураминских гор позволяет выявлять сложнейшие пути непрерывной миграции химических элементов. Этими закономерностями управляет комплекс факторов, главными из которых являются металлогенические и геохимические особенности района. Ими обусловлены формулы рядов биологической подвижности элементов-индикаторов различных типов рудных месторождений, поисковая ценность которых представляет важный научный и практический интерес.

УДК 550.42:553.97(235.216-17) (042.2)

М. В. Неймышев

(Институт геологии АН Киргизской ССР)

РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ И УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ НЕКОТОРЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В СОВРЕМЕННЫХ ИЛОВО-ТОРФЯНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

1. Среди современных четвертичных отложений Северного Тянь-Шаня торфяники и илово-торфяные отложения занимают довольно значительное место. Торф и органо-минеральные илы слагают верхние горизонты первого яруса речных террас в среднем течении р. Чу, спорадически встречаются в пределах зоны выклинивания подземных вод на периферии конусов выно-

са горных рек и ручьев, широко развиты в прибрежной зоне крупных и мелких межгорных водоемов, а также в местах выклинивания гляциальных вод в зоне высокогорий.

2. Наиболее широко распространены торфяники низинного типа, характерными особенностями которых являются высокая степень разложения и повышенная зольность. Высокая зольность обусловлена не только своеобразием ботанических видов растений-торфообразователей, развивающихся в условиях жестководного питания, но и значительной примесью терригенных минеральных примесей, что отличает их от торфяников подобного типа равнинных областей. Последнее обстоятельство накладывает определенный отпечаток на вещественный состав торфов, зола которых на 60—85% состоит из окислов кремния и алюминия.

3. Кроме кремния и алюминия торфяники и черные органоминеральные илы содержат большие количества кальция, магния, натрия, фосфора и железа, а также многочисленную группу элементов-примесей; среди них ведущее место занимают хром, свинец, молибден, ванадий и никель. В большинстве проб отмечены также галлий, кобальт, титан, барий, стронций, марганец, медь и цирконий. Такие элементы, как мышьяк, теллур, сурьма, серебро, цинк, кадмий, тантал, ниобий, висмут, индий, вольфрам, таллий, литий, спектральным анализом не обнаружены.

4. Анализируя средние процентные содержания элементов-примесей в различных породах разреза илово-торфяных залежей, вычисленные как средневзвешенные по частоте встречаемости, и их отношения к кларку, нетрудно вывести следующие ряды распространенности (в порядке уменьшения отношения к кларку):

Растит. остатки Cr→Pb→Mo→V→Ni→Co→Ga→Sr→Ti→Cu→Mn→Ba→Zr

Торф корневой Cr→Pb→Mo→V→Ni→Sr→Co→Ga→Ba→Ti→Mn→Cu→Zr

Торф бурый Cr→V→Pb→Mo→Ni→Mn→Co→Ga→Ti→Sr→Ba→Cu→Zr

Торф сапропелев. V→Mo→Cr→Pb→Ni→Co→Ba→Ga→(Ti,Sr)→Cu→Mn→Zr

Торф черный Pb→Mo→Cr→V→Ni→Co→Ga→Ti→Sr→Cu→Ba→→Mn→Zr

Ил черный Cr→Pb→Mo→V→Ni→Ga→Co→Ti→Cu→Sr→→(Ba, Mn)→Zr

Ил серый Cr→Pb→Mo→V→Ni→Ga→Co→Ti→Sr→Cu→
→(Ba, Mn)→Zr

Глина Pb→Cr→Mo→Ni→Ga→V→Co→Ti→Cu→Mn→Sr→
→Ba→Zr

Песок Pb→Cr→Mo→V→Ga→Ni→Co→Ti→Ba→
→Sr→Mn→Cu→Zr

Из указанных элементов свинец, ванадий, молибден, хром и никель постоянно накапливаются в повышенных количествах, иногда значительно превышая их кларки для земной коры. В то же время некоторые элементы ведут себя индифферентно по отношению к изменению литологического состава пород. К ним относятся титан, галлий, цирконий, кобальт, медь и марганец. И, наконец, барий и стронций, хотя и содержатся в количествах ниже кларковых, но колебания содержания этих элементов для отдельных разновидностей пород имеют довольно широкий диапазон.

5. Избирательное отношение элементов к процессам концентрация-рассеивание определяется как внешними (физико-географическая обстановка, геологическое строение, гидрогеологические условия областей сноса), так и внутренними (геохимические параметры торфяных залежей, свойства самих элементов) факторами.

6. Расчлененный рельеф Тянь-Шаня, где процессы физического разрушения пород преобладают над процессами химического выветривания, обусловливает преимущественное поступление элементов в пути миграции в виде механической взвеси их соединений, заключенных в обломках горных пород и минералах. Это приводит к накоплению в торфяной залежи больших масс кремния, алюминия, кальция, магния и натрия, что подтверждается прямой корреляцией содержаний этих элементов с зональностью торфа.

7. В переходной зоне от горной к равнинной областям роль переноса элементов в виде истинных растворов возрастает, что подтверждается высокой минерализацией подземных и поверхностных вод, питающих торфяные залежи этой зоны.

8. Илово-торфяные залежи характеризуются своеобразной геохимической обстановкой, связанной с наличием больших масс органического вещества, находящегося на разных стадиях разложения и окисления. В этих условиях основные геохимические параметры, например, PH и Eh, часто приобретают обратные значения по сравнению с окружающими породами: щелочная среда сменяется слабо кислой, окислительно-восстановительный потенциал изменяется до высоких отрицательных значений. Особенно чувствительными к изменениям геохимической обстановки являются элементы с переменной

валентностью, как свинец, молибден, ванадий, хром, железо и др., для которых характерна различная растворимость их разновалентных соединений. При поступлении в илово-торфяную залежь с поверхностными или подземными водами происходит значительное изменение их положения на уровнях окисление-восстановление, что приводит к полной перестройке их растворенных ионных форм и, в конечном итоге,— к переходу в твердую фазу илово-торфяной залежи. Важную роль при этом играет также высокая сорбционная способность торфа.

9. Наличие постоянного источника минерального питания определяет перманентность процессов сорбция — окислительно-восстановительные реакции — сорбция, что определяет накопление повышенных количеств указанных элементов в илово-торфяных породах.

10. Часть элементов накапливается в корнях, стеблях и листьях растений-торфообразователей в их прижизненную стадию, особенно в условиях жаркого климата, где процессы транспирации влаги протекают наиболее интенсивно.

V. МЕТАЛЛОГЕНИЯ ОТДЕЛЬНЫХ РЕГИОНОВ ТЯНЬ-ШАНЯ

УДК 553.0(-0) (574+575) (042.2)

Ш. Е. Есенов, Д. С. Кунаев
(Институт геологических наук АН Казахской ССР)

О ДВУХ ТИПАХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ КАЗАХСТАНА И СРЕДНЕЙ АЗИИ

1. На основе анализа известных геолого-структурных, тектоно-магматических, геолого-геофизических и металлогенических карт и схем восточных районов Казахстана и Средней Азии делается вывод о наличии региональной геохимической и металлогенической зональности.

2. Пространственное размещение месторождений полезных ископаемых анализируется относительно плана размещения и истории становления крупных складчатых поясов, иначе — древних геосинклиналей и разделяющих их широких прогибов и впадин восточных районов Казахстана и Средней Азии.

3. Зональность выражается в наличии двух типов металлогенических поясов, пространственно разобщенных и обнаруживающих определенные формы связи с геологическими структурами и элементами глубинного строения земной коры этих регионов.

4. Выделяются два основных типа металлогенических поясов—*золото-редкометально-железорудный,* занимающий внутренние тектонические зоны геосинклиналей и *медно-золото-полиметаллический,* размещенный в периферических зонах геосинклиналей.

5. Металлогенические пояса Казахстана имеют свое закономерное продолжение на территориях Киргизии и Узбекистана, контролируясь положением дугообразных складчатых поясов и разделяющих их широких прогибов и впадин.

6. Два типа металлогенических поясов обнаруживают ряд черт контрастного развития в них магматизма, осадконакопления, метаморфизма и связанных с этими процессами эндо-и экзогенного типов оруденения.

7. В пределах двух типов геохимических и металлогенических поясов наблюдаются определенные закономерности размещения ведущих химических элементов, согласно их поло-

жения в таблице Менделеева по геохимическим полям и атомным объемам.

8. Коренные различия двух типов металлогенических поясов подчеркиваются наборами промышленных месторождений экзогенного типа.

9. Различия их выражаются также в наборе определенных рудных формаций, характере генетических связей оруденения с магматизмом, структурно-морфологических особенностях рудных залежей, температурных условиях рудоотложения, характере околорудных изменений и т. д.

10. Фактором, обусловливающим появление двух типов геохимических и металлогенических поясов, является, вероятно, длительная контрастность направленного тектоно-магматического и металлогенического развития, а также условий осадконакопления и метаморфизма в геоантиклинорных складчатых поясах и разделяющих их прогибах и впадинах.

11. Изложенное выше позволяет предполагать проявление в складчатых поясах и разделяющих их прогибах и впадинах восточных районов Казахстана и Средней Азии двух качественно различных типов геологического и металлогенического развития, связанных с различными мощностями и глубинными слоями земной коры и обусловливающих региональную геохимическую и металлогеническую зональность первого порядка.

12. Устанавливаются определенные контуры металлогенических поясов, определяющих наиболее эффективное направление поисковых работ.

13. Каждый из установленных поясов не является «запретной зоной» для нахождения там руд соседнего (металлогенически инородного) пояса, но шансов на обнаружение крупных промышленных скоплений данного вида полезного ископаемого больше в его собственном металлогеническом поясе.

УДК 553.0(-0):551.24(235.216)(042.2)

Е. Д. Карпова
(ВСЕГЕИ)

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ПРОВИНЦИИ СВОДОВО-ГЛЫБОВОГО ТИПА (на примере Тянь-Шаня и других областей палеозойской складчатости)

1. Эволюция магматизма и металлогении в областях послебайкальской складчатости находится в связи с двумя длительными независимыми друг от друга процессами: а) геосинкли-

нальным—ведущим к образованию складчатых областей и местами сопровождающимся основным и ультраосновным магматизмом и сопуствующей минерализацией (Cr, Ti, Fe, Pt, Au, Cu, Zn, Pb) и б) процессом аркотафрогенеза, приводящим к формированию сводово-глыбовых областей с кислым и основным магматизмом и разнообразной минерализацией (редкие, цветные и благородные металлы).

2. Роль геосинклинально-складчатых процессов для эндогенного минералообразования представляется, по сравнению с существующими мнениями, относительно скромной. Подавляющее большинство промышленных месторождений Pb, Zn, Cu, Ag, Hg, Sb, As, Co, W, Sn, Bi и флюорита связано с развитием сводово-глыбовых областей, которые представляют собой важнейшие металлогенические провинции. Границы этих провинций не совпадают с границами металлогенических провинций геосинклинально-складчатых областей, а площади их значительно больше (например, Казахстано-Тянь-Шаньская и Западно-Европейская позднепалеозойские металлогенические провинции).

3. Сводово-глыбовые области характеризуются дифференцированными глыбовыми движениями на фоне необращенных сводовых поднятий, которые одновременно охватывают громадные площади гетерогенно-построенной континентальной коры. Зарождаясь на участках ранней консолидации (Улутау-Тянь Шаньская, Северо-Кызыл-Кумская, Алтае-Саянская области) и срединных массивах (Ц Французский, Богемский массивы), сводово-глыбовые области разрастаются и наступают на формирующиеся складчатые области (Южный Тянь-Шань, Джунгаро-Балхашская и Зайсанская складчатые области в позднем палеозое).

4. Сводово-глыбовые области развиваются стадийно. Возникают три главные группы структур: а) седиментогенно-тафрогенные с экзогенными месторождениями Fe, Mn, Cu (северотянь-шаньские, Тенизская, Джезказганская и другие средне- и позднепалеозойские наложенные впадины), б) тафрогенные с телетермальными, часто стратиформными месторождениями Pb, Zn, флюорита или с Hg—Sb месторождениями (системы разломов в Алай-Кок-Шаальской, Чаткальской, Нарынской зонах Тянь-Шаня и Ц. Казахстана) и в) магматогенно-тафрогенные, подразделяющиеся на интрузивные и вулканогенно-интрузивные подгруппы. К первой подгруппе относятся интрузивные зоны и ареалы, преимущественно с редкометальным оруденением (Тамды-Нуратинская, Зирабулак-Зиаэтдинская, Сары-Джаз-Ак-Шийракская и другие зоны). Вторую подгруппу составляют вулканогенно-интрузивные пояса, зоны и арса-

лы с Pb, Zn, As, Au, Cu, Ag, Bi, W, Mo, Fe, флюоритовым и алунит-диаспоровым оруденением (Кызыл-Кум-Кураминский, Ц. Казахстанский, Илийско-Прибалхашский вулканогенно-интрузивные пояса).

5. Магматизм сводово-глыбовых областей отличается наземным вулканизмом с различным, чаще кислым составом магм, щелочными интрузиями и разнообразными гранитоидами. Типично длительное непрерывно-прерывистое внедрение многих генераций рудоносных гранитоидных интрузий (Северный Тянь-Шань, Чаткальская подзона, Кызыл-Кум-Кураминский вулканогенно-интрузивный пояс, Гиссарская зона) и отсутствие зависимости между складчатостью и внедрением гранитов. Тектонические условия образования гранитов с сопровождающим оруденением (W, Sn, Mo, Au, Fe) следует рассматривать в рамках общей проблемы наложенного послескладчатого магматизма.

6. В пределах Евразии существует несколько возрастных групп сводово-глыбовых областей. Для Тянь-Шаня, Казахстана, Алтае-Саянской области и внеальпийской Европы особенно типичны и важны в металлогеническом отношении средне-позднепалеозойские сводово-глыбовые области. Отдельные их части развиваются как сводово-глыбовые области с силура до мела (Северный Тянь-Шань, Северо-Западный Казахстан, Кызыл-Кум-Кураминский пояс). Характерны и неоген-четвертичные сводово-глыбовые области незавершенного развития (Тянь-Шань, Памир, Копет-Даг, внеальпийская Европа).

7. По типам структур, магматизму и металлогении средне-позднепалеозойские сводово-глыбовые области Казахстана, Тянь-Шаня и Западной Европы сопоставимы с мезозойскими сводово-глыбовыми областями востока Евразии. Неоген-четвертичные сводово-глыбовые области этих же территорий существенно отличаются малой интенсивностью магматизма (базальтоиды, щелочные базальтоиды) и спецификой металлогении (телетермальные, иногда стратиформные месторождения Pb, Zn, Ba и флюорита).

8. Pb, Zn, Ba и флюоритовые месторождения неоген-четвертичной сводово-глыбовой области Тянь-Шаня и Копет-Дага частично принадлежат к группе регенерированных месторождений, но главная их часть, несомненно, является полигенетической и в той или иной степени связана с самостоятельными глубинными источниками. В благоприятных литолого-структурных условиях юго-западных отрогов Гиссарского хребта (Байсунская зона) и Копет-Дага могут быть обнаружены промышленные свинцово-цинковые и флюоритовые месторождения молодого возраста.

УДК 553.0(574-13) : 551.70(042.2)

А. Е. Шлыгин

(Институт геологических наук АН Казахской ССР)

ЗАВИСИМОСТЬ РАЗВИТИЯ МЕТАЛЛОГЕНИИ ЮЖНОГО КАЗАХСТАНА ОТ ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

На примере Южного Казахстана хорошо видна связь рудной минерализации и развития земной коры. Эволюция коры восстанавливается на основе принципа актуализма, при сопоставлении палеогеографических условий прошлого с современными, используя закономерные связи современного строения земной коры с географическими условиями.

В кембрии на большой части Южного Казахстана существовала земная кора океанического типа. Зоны активных движений и минимальной мощности коры фиксируются породами офиолитовой формации (Джалаир-Найманский пояс). Распределение гипербазитов определило локализацию кобальт-никелевых проявлений. Вслед за внедрением гипербазитов произошла перестройка коры, появилась кора переходного типа, возникли поднятия, внедрились габбро-плагиогранитовые интрузии. В ордовике внутригеосинклинальные поднятия с корой переходного типа существовали в Заилийском Ала-Тау, Кендыктасе, Бетпак-Дале, значительная часть территории сохраняла океаническую кору. В конце ордовика перестройка коры в орогенную привела к консолидации почти всей территории, за исключением Северной Джунгарии (Джунгаро-Балхашская геосинклиналь) и внутреннего прогиба Чу-Илийских гор — Южной Джунгарии — Кетменя, консолидированного в конце силура. В позднелудловском веке северо-восточная окраина стабильного массива (Центральная Джунгария) была вовлечена в геосинклиналь, здесь в девоне и карбоне земная кора деградировала. Каледонский консолидированный массив в девоне, карбоне и перми сохранял орогенную кору; магматические процессы, развивавшиеся на окраинах массива, не сопровождались ее перестройкой. В середине карбона кора стала также орогенной в Северной и Центральной Джунгарии, которые испытали поднятие. В верхнем палеозое Южный Казахстан представлял область с корой орогенного типа; магматизм проявлялся на флангах региона, в областях герцинской консолидации и в прилегающих к ним зонах каледонского массива. В триасе кора стала платформенной и сохраняла такое строение до палеогена, в конце которого стала

орогенной (эпиплатформенной), что обусловило появление горного рельефа.

Рудные процессы начались в период существования коры переходного типа и особенно сильно проявились в постгеосинклинальный орогенный этап развития, когда магматические очаги обладали высокой активностью. Медное и золотое оруденение развивалось на раннем этапе перестройки коры, когда магма имела умеренную кислотность (габбро-плагиогранитная и в меньшей мере гранит-гранодиоритовая формация). Редкометальная (существенно молибденовая) минерализация проявлялась также на ранних этапах, но несколько позже, когда «гранитный» слой стал мощным, но еще в период главной инверсии (месторождения Кендыктаса, Заилийского Ала-Тау). Свинцово-цинковая минерализация развивалась на участках с мощной корой орогенного типа, но не всегда следовала за магматической деятельностью. Медистые песчаники возникали на площадях, где орогенная кора преобразовывалась в субплатформенную, на участках относительного погружения (обрамление Чу-Сарысуйской впадины). В зонах наибольших поднятий, большой мощности «гранитного» слоя и развития кислых гранитов в конце орогенного этапа возникала редкометальная минерализация (вольфрам, молибден, олово и др. в Джунгарии). Также в конце орогенного этапа на площадях компенсированных вулканогенных прогибов, где кора сохраняла постоянно свое строение, возникала полиметаллическая минерализация (медь, свинец, цинк, золото); сложный состав зависел от различной глубинности очагов минерализации, подтверждаемой разнообразием магматических пород подобных впадин.

УДК [550+553.0](574-13)(042.2)

А. К. Каюпов, Б. П. Стеценко, А. Е. Шлыгин
(Институт геологических наук АН Казахской ССР)

ГЕОЛОГИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЮЖНОГО КАЗАХСТАНА

1. Южный Казахстан, как и прилегающие с юга и севера области, представляет часть Урало-Тянь-Шаньского складчатого пояса, вошедшую в состав Евразиатской платформы после герцинского тектогенеза. Он испытал альпийскую активизацию, превратившись в орогеническую страну. Строение палеозойского фундамента Южного Казахстана неоднородно; выделяются области консолидации: а) устойчивой каледонской,

б) неустойчивой каледонской, в) герцинской. Неоднородность строения сильно влияет на металлогению; каждой области свойственны специфическое оруденение и определенные эпохи его проявления.

2. В области устойчивой каледонской консолидации (Малый Кара-Тау, Киргизский хребет, Бетпак-Дала, Западный Кендыктас) собственно геосинклинальный этап был растянут (силур—пермь). Интрузии гранитоидов орогенного и посторогенного этапов не развиты, наиболее крупные относятся к периоду главной инверсии. Докембрийская эпоха представлена железистыми кварцитами. Салаирская и каледонская металлогения выражена фосфоритами, известняками и доломитами Кара-Тау мелкими эндогенными полиметаллическими проявлениями Киргизского хребта, значительными — меди в Кендыктасе. Для герцинской эпохи характерны осадочные полезные ископаемые, а также медистые песчаники Кендыктаса и возможно Бетпак-Далы.

3. В областях неустойчивой каледонской консолидации (на западе — Кара-Тау, Таласский Ала-Тау; на востоке — Чу-Илийские горы, Южная Джунгария, Заилийский Ала-Тау, Кетмень) инверсия произошла в конце ордовика, а в отдельных зонах в конце силура; орогенный эффузивный и интрузивный магматизм проявился также в герцинскую эпоху. Этой области свойственна разнообразная обильная металлогения каледонской и герцинской эпох, представленная проявлениями разных генетических типов. В Кара-Тау-Чаткальской зоне известны осадочные концентрации ванадия в кембрийских толщах, каледонские эндогенные концентрации золота и меди, исключительно важные герцинские свинцово-цинковые месторождения, герцинские сидериты Абаила и позднегерцинские медно-магнетитовые скарны Ирису. Для восточных районов характерна каледонская медная, золоторудная, в меньшей мере редкометальная (преимущественно молибденовая) минерализация (Коксай, Талгарский рудный район). Меньшее значение имеет позднекаледонское (девонское) редкометальное и полиметаллическое оруденение Чу-Илийских гор. Важны герцинские свинцово-цинковые месторождения (Коксу-Текелийская зона, Кастекский рудный район), редкометальные встречаются реже (Богуты). В позднегерцинскую эпоху сформировались полиметаллические и золоторудные проявления, связанные с вторичными кварцитами; синхронные редкометальные проявления сопровождаются грейзенизацией, альбитизацией и амазонитизацией. Богатство этой области рудной минерализацией обусловлено неоднократными проявлениями магматизма в условиях относительно консолидированного массива.

4. В области герцинской консолидации (Северная и Центральная Джунгария) орогенный этап был коротким (средний карбон — пермь). Гранитоидный магматизм проявился с запозданием (пермь); только в консолидированной в каледонскую и вновь вовлеченной в геосинклинальное прогибание зоне Центральной Джунгарии гранитоидный магматизм был также каледонским и среднекаменноугольным. Здесь развито преимущественно герцинское оруденение; каледонское золоторудное известно только в Центральной Джунгарии, испытавшей кратковременную консолидацию в силуре; для герцинской металлогении характерны медь, золото, кобальт, никель, марганец; для позднегерцинской — редкие металлы (вольфрам, молибден и др.). Свинцово-цинковая минерализация — позднегерцинская, известна на участках, консолидированных в силуре и вновь вовлеченных в геосинклинальное развитие в девоне.

УДК 553.0:551.24:551.735.9(574-13) (0.42.2)

В. В. Галицкий

(Институт геологических наук АН Казахской ССР)

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ВАРИССКОГО ОРОГЕНА КАРА-ТАУ

Южный Казахстан

Для каледонского цикла тектогенеза в Большом и Малом Кара-Тау характерен платформенный тип развития. С конца ордовика, в силуре, нижнем и среднем девоне на эпикаледонской платформе происходила денудация и образование пенеплена.

В варисском цикле тектогенеза платформа стала подвижной вследствие колебаний по Большому Кара-Таускому разлому — глубинному сквозному левому сдвигу, заложенному в конце палеогеикума и сохранившему подвижность до настоящего времени (В. В. Галицкий, 1966).

На территории Большого Кара-Тау, относящейся к юго-западному крылу Каратауского разлома, во франском веке началось формирование приразломного прогиба, заполнявшегося красноцветной молассоидной формацией, образованной обломочным материалом, поступавшим с поднимавшегося северо-восточного крыла разлома—с территории Малого Кара-Тау (В. В. Галицкий, 1967).

Некоторые исследователи (Е. А. Похвиснева, 1961) относят молассоиды франского возраста (тюлькубашскую свиту) к конечным стадиям каледонского тектогенеза. Эти представ-

ления опровергаются наличием длительного перерыва осадконакопления (60—70 млн. лет), пенепленизацией и резко выраженным несогласным налеганием молассоидной формации на денудационные складчатые и разрывные структуры каледонского этажа.

На молассоидной формации франского возраста согласно залегает платформенная карбонатная формация, отложенная фаменским и нижнекаменноугольным эпиконтинентальным морями.

Франская молассоидная формация Кара-Тау относится к начальной стадии варисского тектогенеза — к эпиплатформенному орогену, аналогичному по условиям образования альпийскому эпиплатформенному орогену Тянь-Шаня.

Общее погружение приразломного прогиба Большого Кара-Тау закончилось в начале среднего карбона и сменилось частными поднятиями, размыв которых сопровождался образованием грубообломочных конгломератов с галькой карбонатных пород.

Варисские складчатые и разрывные структуры Кара-Тау формировались в приповерхностных условиях в верхнем карбоне и перми, выражаясь в рельефе и образуя собственно варисский ороген. Варисский магматизм выражен очень слабо. Эрозионный срез варисских структур, наблюдающийся в настоящее время, высокий. Между эндогенными рудными месторождениями и интрузиями связь не установлена.

В Кара-Тау широко известны промышленные телетермальные свинцово-цинковые месторождения, отчетливо контролируемые варисскими складчатыми и разрывными структурами и селективными свойствами фаменских и каменноугольных пород. Возраст оруденения, по-видимому, пермский (верхнепермский).

Крупные месторождения разнообразны по составу и содержанию полезных компонентов. В месторождении Шалкия, промышленная ценность которого установлена в 1963 г., отношение свинца к цинку 1:3—1:4. Барито-серебро-свинцовое месторождение бедных вкрапленных руд Миргалимсай не содержит промышленного цинка. Турланское (Ачисайское) месторождение богатых агрегативных руд содержит свинец и цинк в отношении, близком 1 : 1. Среди мелких месторождений Аксуран и Байджансай — свинцово-цинковые, Арал-Тау и Сулеймансай — свинцовые.

Рудные элементы-примеси распространены довольно широко, но в настоящее время почти не имеют практического значения.

Настоящее полиметаллическое оруденение в Кара-Тау пред-

ставлено лишь непромышленными рудопроявлениями северо-восточного склона Северного и Центрального Кара-Тау, расположенными вблизи зоны Главного Кара-Тауского разлома.

Металлометрические съемки подтвердили приуроченность свинцово-цинкового оруденения к крыльям и центральным частям синклинальных складок карбонатных пород среднего палеозоя фаменского и нижнекаменноугольного возраста. В отложениях более древнего возраста за 40 лет изучения района не обнаружено ни одного перспективного свинцово-цинкового рудопроявления.

В зоне Главного Кара-Тауского разлома в Байджансайском районе филлиты кокджотской серии верхнего протерозоя содержат большое количество метаморфогенных кварцевых жил со свободным золотом и золотом в сульфидах, приуроченным к контакту жил с вмещающими породами. Динамометаморфизм филлитов и образование жил относятся к верхневарисской фазе. Площадь распространения кварцевых жил боле 100 *км*, и перспективы промышленной разработки значительны.

Перспективен также район гор Алтын-Тау на северо-восточном склоне Северного Кара-Тау, где золото установлено в ряде эндогенных рудопроявлений и в россыпи Мынчукур.

Сопоставление геологического строения хребта Кара-Тау с Центральными Кызыл-Кумами показывает перспективность Кара-Тау в отношении находок месторождений золота мурунтауского типа.

УДК 553.0(235.216-17) (042.2)

С. Д. Туровский

(Институт геологии АН Киргизской ССР)

ВОЗРАСТНЫЕ ГРУППЫ РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В СЕВЕРНОМ ТЯНЬ-ШАНЕ

Доказывать, насколько важно установить количество возрастных групп рудной минерализации в том или ином геологически самостоятельном регионе, по-видимому, нет необходимости. От этого зависят выбор правильного направления поисковых работ, методика и качество прогнозирования, совершенствование теории рудогенеза, разработка правильных принципов металлогенического анализа. Несмотря на очевидную важность, эта проблема еще слабо освещена и до сих пор вызывает оживленную дискуссию. Старые представления об

одновозрастном оруденении, об одном для конкретно взятого региона металлогеническом этапе, развиваемые в свое время Шнейдерхеном и другими исследователями, все еще имеют многочисленных сторонников и последователей. Правда в последнее время они все чаще и чаще, под натиском неопровержимых фактов, вынуждены сдавать свои позиции. А эти факты со все большей убедительностью свидетельствуют о том, что в истории развития крупных рудных провинций обычно проявлялась не одна металлогеническая эпоха.

Длительное время считалось, что и в Северном Тянь-Шане все месторождения и рудопроявления самых разнообразных полезных ископаемых образовались в одну верхнегерцинскую эпоху рудогенеза. Впервые в одновозрастности оруденения этой провинции усомнился В. Н. Козеренко, обнаруживший рудную гальку в отложениях нижнего карбона. Сейчас не только подтвердились выводы Козеренко, но, более того, всем стало достаточно очевидным, что только в одном палеозое в Северном Тянь-Шане было не менее пяти этапов рудогенеза, отвечающих одновозрастным тектоно-магматическим этапам, или магматическим комплексам. Рудные процессы — такая же обязательная и неотъемлемая принадлежность любого магматического или интрузивного комплекса, обязательное и неотъемлемое звено в развитии протомагматического источника каждого тектоно-магматического этапа, как фаза малых интрузий, как главные интрузивные фазы. Другое дело — масштабы рудогенеза, размеры образующихся месторождений, их генетические группы и типы. В этом отношении палеозойские интрузивные комплексы Северного Тянь-Шаня существенно отличаются друг от друга. Ниже мы постараемся осветить те данные, тот фактический материал, который подтверждает существование указанных выше пяти возрастных групп рудной минерализации. Нужно отметить, что в своих исследованиях мы руководствовались указанием Ю. А. Билибина о том, что «одним из основных этапов металлогенических исследований является получение правильной металлогенической характеристики каждого из выделенных интрузивных комплексов, т. е. установление генетической связи всех рудных месторождений с теми или иными интрузивными породами».

1. Редкие находки рудной гальки достаточно убедительно свидетельствуют о наличии в Северном Тянь-Шане послеинтрузивных и послемагматических рудопроявлений среднекембрийско-нижнеордовикского, верхнеордовик- нижнедевонского, верхнедевон-нижнекарбонового и пермского возрастов, отвечающих соответствующим интрузивным комплексам.

2. Перекрытие рудопроявлений более молодыми осадками

встречается еще реже. Наблюдаемые случаи доказывают существование верхнеордовик-нижнедевонского оруденения.

3. Сейчас нами совершенно определенно установлено, что тот тип полиметаллических месторождений, который по совокупности ряда признаков мы относим к верхнеордовик-нижнедевонскому металлогеническому этапу, развит только в так называемом нижнем структурном этаже и выше отложений силура не встречается. Очень широко они распространены и в гранитоидах докембрия и нижнего палеозоя. Месторождения, относимые нами к средне-верхнекарбоновому металлогеническому этапу, выше отложений низов верхнего карбона не распространяются. Ниже их сколько угодно. Пермские месторождения встречаются во всех этажах и во всех отложениях палеозоя. В мезозойских образованиях они отсутствуют.

4. Пространственная связь рудопроявлений с интрузивными телами не только является доказательством одновозрастности тех и других в случае поздне-и послеинтрузивной минерализации, для которой пространственная связь обусловлена тесной генетической связью с материнскими интрузиями, но в ряде случаев может свидетельствовать об одновозрастности, вернее, о комагматичности изверженных пород и послемагматического полиметаллического оруденения, особенно если в районе развиты породы какого-нибудь одного интрузивного комплекса.

5. Единство структурного контроля рудопроявлений и интрузивных образований является частым случаем предыдущего критерия. Магматогенные месторождения (в том числе и послемагматические полиметаллические), как правило, локализуются в зонах тех разломов, в которых имело место проявление комагматичных им интрузивных образований. Иными словами, интрузивная деятельность и сопутствующие ей рудные процессы проявляются в областях одних и тех же глубинных разрывных нарушений, в чем усматривается один из важнейших критериев выявления родственной связи между соответствующими магмами и рудными процессами. В то же время этот критерий свидетельствует о наличии разновозрастного оруденения. В целом ряде районов изверженные породы, особенно дайки малых интрузий и полиметаллическое оруденение контролируются одними и теми же разрывными нарушениями. Даже без других признаков подобные взаимоотношения однозначно решают вопрос в принадлежности полиметаллов и интрузивных образований к одному тектоно-магматическому этапу. Так как в упомянутых районах проявлены разновозрастные комплексы, то, следовательно, этот признак доказывает разновозрастность полиметаллического оруденения.

6. Пересечение рудопроявлений одного возраста телами изверженных пород другого возраста можно наблюдать на Кургане, где полиметаллическая минерализация верхнеордовик-нижнедевонского этапа пересекается дайками эгириновых сиенитов пермского возраста, на которые в свою очередь наложилось пермское редкометальное оруденение; на Боорду, где верхнедевон-нижнекарбоновые полиметаллы пересекаются дайками средне-верхнекарбоновых сиенит-диоритов и порфиритов; в Джумголе, где верхнеордовик-нижнедевонская минерализация пересекается дайками пермских сиенитов. Можно назвать еще ряд примеров.

7. Пересечение рудопроявлений одного возраста и генетического типа рудопроявлениями другого возраста и генетического типа. Однозначно интерпретировать это явление не всегда удается. Однако в некоторых случаях этот признак настолько очевиден, что не оставляет сомнений в разновозрастности наблюдаемой минерализации (Курган, Арсы, Куваки, Ак-Куль и др.).

8. Минералого-геохимическое сходство рудопроявлений и комагматичных и изверженных пород, с одной стороны, доказывает родство рудной минерализации и интрузивных образований, с другой,—разновозрастность рудных процессов, так как последние связаны с разновозрастными комплексами. Между вещественным составом рудопроявлений и месторождений и вещественным составом комагматичных рудным образованиям изверженных пород, особенно в их акцессорной части, имеется достаточное количество сходных черт, чтобы установить родство тех и других. На основании этого признака были достаточно отчетливо установлены рудные образования, родственные изверженным породам верхнеордовик-нижнедевонского, средне-верхнекарбонового и пермского интрузивных комплексов.

9. Сходство вещественного состава послемагматических полиметаллических и более высокотемпературных поздне- и послеинтрузивных рудопроявлений. Так как разновозрастность последних устанавливается достаточно легко по разновозрастности материнских интрузий, с которыми они пространственно и генетически тесно связаны, этот признак в ряде случаев помогает установить и разновозрастность полиметаллической минерализации.

10. Характер и степень метаморфизма руд в первую очередь зависят от возраста месторождений. Чем месторождение древнее, тем более оно должно быть метаморфизовано. Следовательно степень нарушенности и изменения месторождения и рудного материала в нем могут служить косвенным критери-

ем их относительного возраста. Руды всех без исключения месторождений, относимых нами к верхнеордовик-нижнедевонскому металлогеническому этапу, обычно очень сильно метаморфизованы, что неоднократно отмечалось многими исследователями. Руды верхнедевон-нижнекарбоновых месторождений менее метаморфизованы, месторождения же средневерхнекарбонового возраста уже не обнаруживают макроскопически заметных следов метаморфизма, и лишь детальные микроскопические исследования выявляют его наличие. У пермских месторождений даже микроскопическое изучение почти не обнаруживает следов метаморфизма.

11. Характер распространения метаколлоидных структур по существу является разновидностью предыдущего признака. В древних и сильно метаморфизованных рудах метаколлоидных образований значительно меньше, чем в более молодых и слабо метаморфизованных. Кроме того, в древних месторождениях все коллоидные образования должны быть раскристаллизованы, в молодых же часть из них может сохраниться в такой степени, что обнаруживает рентгеновскую и оптическую изотропию. Северо-тянь-шаньские объекты прекрасно подтверждают это положение. Месторождения близкого генетического типа и одного возраста имеют очень много общего в вещественном составе, несмотря на то, что пространственно часто бывают значительно разобщены и размещены в существенно отличной геологической обстановке. Месторождения близкого генетического типа, но различного возраста, расположенные даже в одном и том же рудном узле в пределах одного и того же месторождения, в одних и тех же геологических условиях, очень сильно отличаются друг от друга своим вещественным составом. Следовательно, разновозрастные месторождения, хотя и очень близкие по условиям образования, существенно отличаются своими минералого-геохимическими особенностями. Причина этого в различной металлогенической специализации протомагматических источников каждого тектоно-магматического этапа, давшего начало и интрузивным, и рудным образованиям соответствующих магматических комплексов.

УДК 553.062/.067 (235.216-17) (042.2)

С. Д. Туровский
(Институт геологии АН Киргизской ССР)

К ВОПРОСУ О КЛАССИФИКАЦИИ МАГМАТОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И РУДОПРОЯВЛЕНИЙ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Многообразие бытующих в геологии классификационных схем и классификационных признаков, невыдержанность основных принципов их группировки, часто случайный и логически несвязанный характер их подбора в ассоциации свидетельствуют о том, что еще не разработаны единые, базирующиеся на законах развития природных минералообразующих процессов классификационные признаки, которые отражали бы сущность процессов рудогенеза и удовлетворяли все требования, предъявляемые к генетическим классификациям месторождений полезных ископаемых.

Нам представляется, что классификация, претендующая быть истинно генетической, обязательно должна отражать не только условия и механизм отложения рудного вещества, физико-химическое состояние минерализующейся системы, но и такие чрезвычайно важные моменты, как связь систематизируемых объектов с первоисточником рудного вещества—магмой, характер и форму этой связи, место рудных процессов в магматическом комплексе, черты сходства и особенно различия между разновозрастными процессами рудообразования.

Рассматривая с этих позиций существующие и считающиеся генетическими классификации месторождений полезных ископаемых, можно видеть, что они практически отражают только одну группу генетических факторов, касающуюся периода и условий формирования самих месторождений, и почти совершенно не затрагивают другую группу, относящуюся к рудогенерирующему источнику, к взаимосвязи рудных и магматических явлений. Связь рудогенеза с магматизмом в них лишь подразумевается, но, как правило, не учитывается и не отражается. Правда, авторы последних классификаций (Ф. И. Вольфсон, Е. Е. Захаров, К. Л. Бабаев, В. И. Смирнов и некоторые другие) пытаются связать рудные процессы с конкретной магматичекой деятельностью.

Все это приводит нас к выводу, что большинство существующих классификационных схем — это, образно говоря, прежде всего классификации «вещей», чем и объясняется обилие и многообразие классификационных признаков, а хотелось бы, чтобы они были классификациями «процессов». Очень хорошо

по этому поводу сказал Д. Нобл: «Необходимо различать классификацию вещей и процессов. В первом случае не существует особых затруднений, во втором же — классификация фактически не осуществима, пока не будет ясного представления о существе процессов».

Мы, на базе имеющихся данных об этапности магматической деятельности в Северном Тянь-Шане, о закономерностях и последовательности формирования интрузивного комплекса, о положении в нем рудных процессов, о минералого-геохимических особенностях месторождений и рудопроявлений разнообразных полезных ископаемых, о металлогенической специализации интрузивных комплексов и возрасте рудной минерализации, о геологических и генетических особенностях отдельных месторождений, о закономерностях их локализации и размещения, предлагаем свои схемы классификации северо-тяньшаньских магматогенных месторождений вообще, полиметаллических и пермских месторождений и рудопроявлений в частности. В них делается попытка отразить связь рудогенеза и магматизма. Само собой разумеется, что автор далек от мысли о безупречности предлагаемых схем и вполне самокритичен в этом отношении.

В качестве основного классификационного признака мы берем положение рудных процессов в интрузивном комплексе, т. е. связь этих процессов с интрузивной деятельностью. В каждом тектоно-магматическом этапе, которому отвечает интрузивный комплкс, мы различаем *позднеинтрузивные, послеинтрузивные и послемагматические* месторождения и рудопроявления. Их сущность нами излагается в одном из предыдущих докладов. Вот эти три группы и являются в нашей схеме главными классификационными единицами. Они отражают не только связь месторождений с интрузивной деятельностью, источник рудообразующих растворов, преобладающее физико-химическое состояние последних и другие генетические факторы, но и большое количество чисто прикладных моментов — размеры и практическая ценность месторождений, их вещественный состав, характер распространения, условия локализации и др.

В качестве второго классификационного признака мы берем исходный физико-химический характер минералообразующей среды, определяющий генетический тип месторождения. По этому признаку мы выделяем: а) пегматитовый, б) пневматолитовый и в) гидротермальный типы. Пегматовые проявления относятся к позднеинтрузивной группе, пневматолитовые характерны как для поздне-, так и для послеинтрузивной

групп, гидротермальные полностью включают послемагматическую группу, но встречаются и в послеинтрузивной.

Каждый тектоно-магматический этап характеризуется своей присущей только ему одному металлогенической специализацией. Каждый интрузивный комплекс имеет свою индивидуальную практическую ценность как в отношении главных рудных, так и в отношении редких рассеянных элементов. Это обстоятельство заставляет нас взять в качестве следующего классификационного признака возраст оруденения, или, иными словами, комагматичный минерализации интрузивный комплекс.

Последней классификационной единицей в предлагаемой общей схеме является минералого-геохимическая формация — продукт самостоятельной порции минералообразующих растворов, отделившейся от рудогенерирующего источника. Ряд минералого-геохимических формаций отражает пульсационный характер отделения от рудогенерирующих очагов минералообразующих растворов, а также этапность рудного процесса в каждой из выделенных генетических групп.

Необходимость выделения этой классификационной единицы вызвана тем, что минералого-геохимические формации отличаются друг от друга своим вещественным составом, размерами, практической ценностью.

Отражая некоторые укоренившиеся в геологической практике представления, мы объединяем все пегматитовые минералого-геохимические формации в две группы: шлировые и жильные пегматиты. Пневматолитовые формации мы объединяем в следующие группы: автометасоматическую, аддитивно-метасоматическую (разнообразные скарноиды и скарны) и аллометасоматическую (грейзены и альбититы). В гидротермальном типе мы выделяем кварц-редкометальную, высокотемпературную сульфидно-редкометальную и средне-низкотемпературную сульфидную группы.

Дальнейшее более дробное членение общей классификационной схемы, по нашему мнению, производить нецелесообразно. Более дробные признаки отражают не столько генетическую, сколько прикладную сторону месторождений. Поэтому их лучше вводить не в общую схему, имеющую принципиальный характер, а в частные, составляемые или для месторождений отдельных генетических типов, или для отдельных видов полезных ископаемых, как это мы сделали при составлении классификации полиметаллических и пермских месторождений, помещенных в соответствующих докладах.

Разобранные выше критерии положены в основу изображенной на таблице схемы классификации. При ее составле-

Таблица

Схема классификации магматогенных месторождений и рудопроявлений Северного Тянь-Шаня
(по С. Д. Туровскому, 1966)

Генетический тип			Возраст оруденения (комагматичный интрузивный комплекс)				Генетическая группа (по положению в интрузивном комплексе)
			Верхнеордовик-нижнедевонский	Верхнедевон-нижнекарбоновый	Средне-верхнекарбоновый	Пермский	
			Минералого-геохимические формации				
Пегматитовый	(По физико-химическому состоянию рудообразующих сред)		Плагиоклаз-амфиболовая (I) Кварц-калишпатовая (II, III) Кварц-калишпат-редкоэлементная (III) Кварц-калишпатовая с титанатами (III) Кварц-калишпатовая с фосфатами (III)	Кварц-калишпатовая (III)	Кварц-калишпатовая (III)	Кварц-калишпат-шерловая (I) Кварц-калишпатовая (III) Калишпат-редкоэлементная (III) Калишпат-эгириновая (III)	Позднеинтрузивная
	Шлировые пегматиты						
	пегматиты		Кварц-калишпатовая (III) Кварц-калишпат-клевеландитовая (III) Кварц-калишпат-мусковитовая с редкими элементами (III) Кварц-калишпат-мусковит-касситеритовая (III) Кварц-калишпат-биотит-шерловая (III) Кварц-амазонитовая с редкими элементами (III)	Пока не известны	Пока не известны	Пока не известны	
Пегматитовый	Жильные		Кварц-плагиоклаз-эпидотовая (I) Кварц-калишпатовая хрусталеносная (II)				
Пневматолитовый	Автометасоматический		Калишпатовая (II, III) Альбитовая (III, II) Серицит-хлоритовая (II, III) Зоны повышенной концентрации акцессорных минералов (III)	Альбит-серицит-хлоритовая (II, III)	Альбит-серицит-хлоритовая (II, III)	Хлорит-эпидот-альбитовая (I) Альбитовая (I, III) Зоны повышенной концентрации акцессорных минералов (I, III) Калишпатовая (III) Серицит-хлоритовая (III)	Позднеинтрузивная
	Аддитивнометасоматический (контактово-метасоматический)	роговики, скарноиды, магнезиальные скарны	Роговиковая (II, III) Пироксен-гранатовая со шпинелью, магнетитом, иногда пиротином (III, II) Гранат-везувиановая (III) Диопсидовая (III)	Пока не известны	Пока не известны	Роговиковая (I, III) Диопсид-мизеритовая с молибденитом (III) Пироксен-магнетитовая с биотитом (III) Везувиан-гранатовая (III) Диопсидовая с молибденитом и циртолитом (III) Биотит-магнетитовая роговиковая (VI-к)	
		известковые скарны	Скарново-шеелитовая с медью (III) Скарново-шерловая (III) Скарново-магнетитовая (III) Скарново-датолит-аксинитовая с редкими элементами (III)	Пока не известны	Пока не известны	Пока не известны	

Продолжение таблицы

Гидротермальный	Аллометасоматический	Альбиты	Альбититовая с редкими элементами (III) Альбититовая с редкими металлами (III)	Пока не известны	Пока не известны	Ряд альбититовых формаций с цирконием и другими редкими элементами (III)	Послеинтрузивная
		Грейзены	Кварц-топаз-слюдисто-шерловая с редкими элементами (III) Кварц-флюорит-слюдистая с касситеритом, редкими элементами (III) Кварц-флюорит-слюдистая (III)	Пока не известны	Кварц-слюдистая (III)	Кварц-мусковит-флюорит-цитролитовая (III) Кварц-альбит-мусковит-флюорит-редкоэлементная (III) Флюорит-мусковитовая с редкими элементами (III) Кварц-мусковит-гематит-флюорит-редкоэлементная (III)	
	Кварц-редкометальный	„Рудные"	Кварц-молибденитовая (III) Кварц-вольфрамитовая (III) Кварц-касситеритовая часто с шерлом (III) Кварц-шерловая (III) Кварц-калишпатовая с редкими элементами (III) Кварц-пиритовая с редкими элементами (III) Кварцевая с редкими элементами (III)	Пока не известны	Пока не известны	Кварц-касситерит-цирто-лит-редкоэлементная (III) Кварц-калишпат-шерловая (I) Кварц-эпидотовая (I) Кварц-редкоэлементная (III) Кварц-молибденит-редко-элементная (III) Молибденит-цирголитовая (III) Кварцевая с редкими элементами (III)	

Гидротермальный	Кварц-редкометальный	„Безрудные"	Кварц-амфибол-эпидотовая (I) Кварцевая (II, III) Кварц-флюорит-карбонатная (III) Кварц-гематитовая (III) Карбонатная (III)	Кварцевая (III) Кварц-карбонатная (III)	Кварцевая (II, III) Кварц-барит-кальцитовая (III)	Кварцевая (III) Кварц-флюоритовая (III) Барит-гематитовая (I)	Послемагматическая
	Высокотемпературный сульфидно-редкометальный		Пироксен-гранат-волластонит-золоторудная с медью (IV-к) Пироксен-гранат-волластонит-сульфидная (IV-к) Кварц-карбонат-золоторудная (IV-к)	Кварц-шерл-гематит-висмутовая (IV-к)	Кварц-золоторудная (IV-к) Березит-золоторудная (IV-к)	Кварц-серицит-цирголитовая (IV-о) Кварц-биотит-фосфат-карбонат-фторокарбонатная редкоэлементная (IV-о) Кварц-серицит-хлорит-цирголитоая (IV-о) Кварц-калишпатовая с титаном и редкими элементами (IV-о) Альбитовая с редкими элементами (IV-о)	
	Средне-низкотемпературный сульфидный		Кварц-карбонат-полиметаллическая с оловом, кадмием (VI-о) Карбонат-полиметаллическая с кварцем (IV-о) Карбонат-галенитовая с серебром (IV-о) Кварц-карбонатная (IV-о)	Кварц-барит-карбонат-полиметаллическая (IV-о)	Кварц-барит-галенитовая (IV-о)	Кварц-флюорит-полиметаллическая с оловом, цирконием, редкими элементами (IV-о) Кварц-флюорит-галенитовая (IV-о) Кварц-флюорит-кальцитовая (IV-о)	

нии мы старались придерживаться того списка классификационных признаков, который в свое время был рекомендован С. С. Смирновым.

УДК 553.0:551.736(235.216-17)(042.2)

С. Д. Туровский
(Институт геологии АН Киргизской ССР)

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ПЕРМСКОЙ МЕТАЛЛОГЕНИИ В СЕВЕРНОМ ТЯНЬ-ШАНЕ

1. Пермский тектоно-магматический этап в истории геологического развития Северного Тянь-Шаня был одним из наиболее продуктивных в отношении разнообразных полезных ископаемых. Соперничать с ним может лишь верхнеордовик-нижнедевонский рудогенез. Металлогения этапа определяется свинцом, цинком, молибденом, оловом, цирконием, рубидием, фтором, гафнием, теллуром, селеном и рядом других редких и рассеянных элементов.

2. По положению в интрузивном комплексе, по характеру связи рудных процессов с магматическими производными комплекса, как уже указывалось, мы выделяем позднеинтрузивные, послеинтрузивные и послемагматические минерализованные, в том числе рудные образования.

В пермском, так же как и в других комплексах, наиболее рудоносными являются конечные интрузивные фазы: третья (III), представленная аляскитовыми гранитами или кварцевыми щелочными сиенитами, и четвертая (IV), представленная гранофирами, мелкозернистыми гранитами, разнообразными порфиритами, реже гранит-порфирами и лампрофирами. Сколько-нибудь представляющих интерес рудопроявлений, связанных с I и II фазами (щелочно-земельные и щелочные сиениты), пока еще никем не отмечалось.

К позднеинтрузивным минерализованным образованиям мы относим шлировые пегматиты, зоны автометасоматической переработки, альбититы, магнезиальные скарны, биотитовые роговики, зоны повышенной концентрации акцессорных минералов в интрузивных телах и ряд других.

К послеинтрузивным рудопроявлениям мы относим грейзены, кварц-редкометальные жилы и др. К послемагматическим концентрациям мы относим основную минерализацию Ак-

тюза, Кутес-Сая, а также месторождения Кенкольского, Коль-Укокского и ряда других районов.

Наиболее крупными и практически интересными, хотя и имеющими ограниченную распространенность, являются месторождения послемагматической группы. Практическая ценность их значительно повышается благодаря комплексному составу руд. Послеинтрузивные рудопроявления распространены значительно шире, но имеют небольшую практическую ценность. Позднеинтрузивные образования также широко распространены, но, кроме чисто познавательной, никакой другой ценности они не имеют. Таким образом, в настоящее время из пермских минерализованных продуктов наибольший интерес представляют сложные комплексные послемагматические месторождения.

3. Для Северного Тянь-Шаня очень характерно узловое размещение магматогенных месторождений полезных ископаемых. Это относится не только к пермским объектам, но и ко всем остальным месторождениям, независимо от их состава и возраста. В настоящее время можно выделить следующие рудные узлы с пермской минерализацией: Курганский, Кенкольский, Байбичен-Саурский, Кызыл-Омпульский, Коль-Укокский, Сандыкский, Кастекский, Актюз-Куперли-Сайский, Чон-Кеминский и др. В значительной части узлов пермская минерализация пространственно совмещена с более древней.

4. Закономерности в размещении самих рудных узлов и факторы, обусловливающие эти закономерности, различны для разновозрастных металлогенических этапов. Размещение пермских рудных узлов контролируется магматическим, геотектоническим и структурным факторами.

Магматический фактор решающий. Пермская рудная минерализация появляется там, где имеются магматические продукты этого комплекса. Практически интересные рудопроявления пространственно наиболее тесно связаны с интрузиями конечных фаз.

Геотектонический фактор важен в том отношении, что он определяет локализацию продуктов пермского магматизма, а в связи с этим и рудной минерализации. Магматогенные образования приурочены или к допалеозойским выступам земной коры, подвергшимся активизации и тектонической переработке в пермский этап тектогенеза, или к пограничной зоне эпикаледонских прогибов и нижнепалеозойского фундамента.

К древним выступам приурочены все наиболее крупные и практически интересные месторождения послемагматической генетической группы. К пограничной зоне эпикаледонских про-

гибов в основном приурочены мелкие рудопроявления позднеи послеинтрузивной генетических групп.

Второй очень важной закономерностью в размещении пермских месторождений является их приуроченность к участкам чрезвычайно интенсивной раздробленности. Площади развития пермских месторождений и рудопроявлений разбиты многочисленными разнообразными по размерам, пространственной ориентировке, возрасту, длительности жизни разломами на ряд мелких блоков, претерпевших за длительную и сложную историю геологического развития дифференцированные вертикальные и горизонтальные перемещения.

Из структурных факторов следует отметить следующие два. Почти все послемагматические месторождения и большинство послеинтрузивных рудопроявлений локализованы вблизи осевой части антиклинальных складок. Все послемагматические месторождения располагаются в зонах крупных и долгоживущих тектонических нарушений. Последние контролировали не только оруденение, но и разнообразные представители пермских малых интрузий.

Что же касается типов минерализующихся структур, то они весьма разнообразны. Для позднеинтрузивной минерализации — это в основном контракционные трещины, реже — тектонические нарушения. Для послеинтрузивных рудопроявлений — в равной мере как контракционные, так и тектонические трещины. Послемагматические месторождения локализуются в тектонических нарушениях: трещины отрыва, сдвига; сколы, сбросы, надвиги; послойные зоны смятия, рассланцевания, брекчирования; межформационные ослабления зоны, трубообразные брекчированные полости и многие другие.

5. Масштабность месторождений зависит от следующих причин:

а) От места, занимаемого в интрузивном комплексе. Послемагматические месторождения значительно крупнее послеинтрузивных, не говоря уже о позднеитрузивных.

б) От геотектонической позиции локализации. Рудопроявления, расположенные в древних выступах земной коры, значительно крупнее рудопроявлений тех же генетических групп и генетических типов, расположенных в пограничной зоне между каледонским фундаментом и эпикаледонскими прогибами.

в) Масштабность месторождений зависит от длительности жизни рудолокализующей структуры в период развития рудного процесса. Чем продолжительней была ее жизнь, чем дольше она была доступной для рудоносных отщеплений, тем больше рудного материала в ней отложилось, тем крупнее образуются месторождения. Если же активная жизнь ослаблен-

ной структуры была непродолжительной и она была доступна для рудоносных растворов очень короткое время, то в ней меньше отложилось рудного вещества, мельче локализовались рудопроявления.

6. Геологическая обстановка образования пермских месторождений и рудопроявлений достаточно своеобразна. Прежде всего необходимо отметить близповерхностные условия формирования, что наложило свой отпечаток на многие детали строения месторождений, их вещественного состава, на структурно-текстурные особенности. Так, руды всех без исключения месторождений отличаются очень мелкими, микроскопическими и даже субмикроскопическими размерами отдельных минеральных индивидов и даже их агрегатов; широким развитием коллоидных, метаколлоидных и колломорфных образований; пространственным совмещением в одних и тех же рудных телах разнообразных по физико-химическим условиям кристаллизации минералов. Все это свидетельствует о том, что минералообразование происходило очень быстро, при резких перепадах температуры и давления, что характерно для близповерхностной обстановки формирования.

Все рудные объекты формировались в чрезвычайно неспокойной тектонической обстановке. Мелкие внутрирудные тектонические подвижки происходили практически беспрерывно. Они влияли на парагенетические взаимоотношения отдельных минералов, минеральных агрегатов, минеральных ассоциаций. Более крупные тектонические подвижки, происходящие нередко с некоторым изменением общего плана деформаций, дробили единый рудный процесс, эволюционное развитие единой порции рудоносных растворов на ряд стадий, каждой из которых соответствует определенная минералого-геохимическая ассоциация. Часто эти ассоциации пространственно разобщаются и образуют самостоятельные рудопроявления. Крупные тектонические подвижки способствовали поступлению к месту локализации новых порций магматического расплава или новых порций рудоносных растворов, дающих начало самостоятельным минералого-геохимическим формациям.

7. Все сказанное позволяет нам подойти к систематике пермских месторождений и рудопроявлений Северного Тянь-Шаня. Предлагаемая в таблице классификационная схема является естественным продолжением общей схемы, рассмотренной ранее.

В качестве основных классификационных признаков здесь, так же как и в основной, мы берем положение рудных процессов в пермском интрузивном комплексе и физико-химический характер минерализующейся системы.

Как уже указывалось, пермские месторождения и рудопроявления располагаются или в пределах выступов допалеозойского фундамента, или в пограничной зоне между эпикаледонскими депрессиями и каледонским фундаментом. Различие в геотектонической позиции отражается на практической ценности оруденения. Поэтому в качестве следующего классификационного признака мы берем геотектоническую позицию интересующих нас объектов.

Следующий классификационный признак относится к длительности активной жизни рудолокализующих структур в ходе развития рудного процесса. Этот признак определяет масштабность месторождений. По нему все систематизируемые объекты мы делим на локализующиеся в долгоживущих тектонических нарушениях и на локализующиеся в маложивущих, одноактно приоткрывающихся тектонических нарушениях, в контракционных трещинах и других им подобных структурах.

Классификационным признаком является также принадлежность к минералого-геохимической формации, отражающей пульсационное поступление рудоносных отщеплений из рудогенерирующего очага.

8. Имеющиеся данные позволяют наметить критерии прогнозирования и составить первый вариант среднемасштабной прогнозной карты пермского оруденения. Из критериев мы выделяем следующие:

а) *геотектонический:* допалеозойские выступы, активизированные в пермский этап тектогенеза, и пограничные зоны между каледонским цоколем и эпикаледонскими депрессиями;

б) *магматический:* наличие пород пермского интрузивного комплекса, особенно конечных фаз;

в) *структурный:* крупные региональные нарушения и зоны их проявления, контролирующие продукты пермской магматогенной деятельности.

На основе этих критериев нами составлена и демонстрируется прогнозная карта пермской минерализации.

Таблица

Схема классификации пермских месторождений и рудопроявлений Северного Тянь-Шаня
(по С. Д. Туровскому, 1966)

Геотектоническая позиция			Выступы допалеозойского фундамента, активизированные в пермский этап тектогенеза		Пограничные зоны между каледонским фундаментом и эпикаледонскими депрессиями
Генетическая группа	Длительность жизни рудолокализующей структуры		Долгоживущие тектонические нарушения	Маложивущие тектонические нарушения	Маложивущие тектонические нарушения
	Генетический тип и подтип		Минералого-геохимические формации		
Позднеинтрузивная	Пегматитовый	Шлировые пегматиты	Не известны	Кварц-калишпатовая (III) (повсеместно) Калишпат-эгириновая (III) (Курган) Калишпат-редкометальная (III) (Куперли-Сай)	Кварц-калишпатовая (III) (повсеместно) Кварц-калишпат-шерловая (I) (Кара-Булак)
	Гидротермальный	Автометасоматический	Не известны	Альбитовая (III) (Курган) Серицит-хлоритовая (III) (повсеместно) Серицит-альбитовая (III) (повсеместно)	Зоны повышенной концентрации акцессориев (I) (Орто-Токой) Серицит-альбитовая (III, IV) (повсеместно) Калишпатовая (III) (повсеместно) Альбитовая (I, III) (повсеместно) Хлорит-эпидотовая (I) (Орто-Токой, Сандык) Серицит-хлоритовая (III) (повсеместно)

Продолжение таблицы

Послеинтрузивная	Пневматический	Аддитивнометасоматический	Биотит-магнетитовая (IV) (Ак-Тюз, Кутес-Сай)	Биотит-магнетитовая (IV) (Чолок-Сай, Кутес-Сай) Диопсид-молибденит-мизеритовая (III) (Курган) Везувиан-гранатовая (III) (Курган) Диопсид-молибденит-циртолитовая (III) (Курган) Пироксен-магнетит-биотитовая (III) (Куперли-Сай)	Роговиковая (I, III) (Куперли-Сай, Орто-Токой)
	Аллометсоматический	альбититовый	Альбит-рибекит-циртолитовая (III) (Куперли-Сай, Кутес-Сай) Альбит-флюорит-редкометальная (IV) (Чолок-Сай, Кутес-Сай)	Альбит-рибекит-циртолитовая (III) (Курган)	Альбититово-редкометальная (III) (Байбичен-Саур, Кастек)
		грейзеновый	Кварц-мусковит-флюорит-циртолитовая (III) (Кутес-Сай)	Кварц-мусковит-флюорит-циртолитовая (III) (Куперли-Сай) Флюорит-мусковит-альбит-карбонат-редкометальная (III) (Курган)	Кварц-мусковит-флюорит-циртолитовая (III) (Байбичен-Саур, Ак-Таштьі) Кварц-мусковит-гематит-редкометальная (III) (Чон-Кемин, Кастек, Кызыл-Омпул и др.)
		Кварц-редкометальный	Кварц-касситерит-циртолит-редкометальная (III) (Куперли-Сай) Кварцевая (III) (Ак-Тюз, Кутес-Сай)	Кварц-касситерит-циртолит-редкометальная (III) (Кутес-Сай, I, III, Куперли-Сай новый) Кварцевая (III) (Куперли-Сай)	Кварц-касситерит-циртолит-редкометальная (III) (Байбичен-Саур, Ак-Таштьі) Кварц-калишпат-шерловая (I) (Кара-Булак) Кварц-эпидотовая (I) (Орто-Токой)
				Кварц-молибденит-редкометальная (III) (Куперли-Сай)	Кварц-редкометальная (III) (Байбичен-Саур) Барит-гематитовая (I) Орто-Токой) Кварц-флюоритовая (III) (повсеместно)
Послемагматическая	Гидротермальный	Высокотемпературный редкометально-сульфидный	Кварц-серицит-циртолитовая (Ак-Тюз, Кутес-Сай) Кварц-биотит-фосфат-карбонат-фторокарбонат-редкометально-сульфидная (Ак-Тюз, Кутес-Сай) Кварц-серицит-хлорит-циртолит-редкометально-сульфидная (Ак-Тюз, Кутес-Сай) Кварц-калишпат-рутил-редкометально-сульфидная (Кара-Джилга, Кызыл-Таш) Кварц-калишпат-рутил-редкометально-барит-сульфидная (Коль-Укок)	Кварц-серицит-циртолитовая (Куперли-Сай)	Альбит-редкометальная (Ачик-Таш)
		Средне низкотемпературный сульфидный	Кварц-флюорит-полиметаллическая (Ак-Тюз, Кутес-Сай, Кара-Батпак) Кварц-флюорит-галенитовая (Кара-Батпак) Кварц-флюорит-карбонатная (повсеместно)	Кварц-флюорит-галенитовая (Кара-Джилга)	Кварц-флюорит-галенитовая (Куваки)

УДК 553.062.067(235.216-16)(042.2)

Н. Ф. Павлов
(Институт геологии АН Киргизской ССР)

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЭНДОГЕННОЙ МЕТАЛЛОГЕНИИ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КИРГИЗСКОГО ХРЕБТА

В западной части Киргизского хребта выделено 8 тектономагматических этапов, каждому из которых отвечает свой интрузивный комплекс. Интрузивные комплексы имеют закономерное строение и состоят из трех главных интрузивных фаз и фазы малых интрузий.

Формирование интрузивного комплекса сопровождается рудогенезом того или иного масштаба, т. е. рудные образования являются неотъемлемой частью каждого тектоно-магматического этапа. В соответствии с возрастным делением магматической деятельности в районе выделяется 5 металлогенических этапов. Принадлежность того или иного оруденения к тому или иному возрасту обосновывается закономерностями размещения и структурной позицией проявлений, металлогенической специализацией интрузивных комплексов, наличием рудной гальки, а также пересечением и секущими контактами рудных тел с разновозрастными магматическими образованиями и рудными продуктами.

Магматические источники, образовавшие интрузивные комплексы, имели индивидуальные петрохимические и геохимические особенности, которые унаследовались как магматическими, так и рудными образованиями. Эта индивидуальность источников нашла свое отражение в появлении в каждом интрузивном комплексе собственной ассоциации типоморфных акцессорных минералов и химических элементов, которые и отражают металлогеническую специализацию тех интрузивных комплексов, в состав которых они входят.

Рудные процессы, сопровождающие формирование интрузивных комплексов, в зависимости от времени своего проявления и характера связи с интрузивными фазами, т. е. от положения в интрузивном комплексе, подразделяются на послеинтрузивные и послемагматические. Первые генетически связаны с конкретными интрузивными телами, а вторые формируются практически после окончания всех магматических процессов данного тектоно-магматического этапа.

Рудные проявления района размещаются на его площади неравномерно. Они концентрируются в трех территориально ограниченных участках — рудных узлах, представляющих со-

бой площади, насыщенные разнообразными рудными проявлениями, интенсивно тектонически дислоцированные, с широким развитием различных продуктов магматической деятельности.

В данном районе насчитывается более 160 различных по вещественному составу, возрасту и генетическим особенностям рудопроявлений. Рудопроявления различных генетических типов, но одного возраста имеют много общих черт в вещественном составе, рудопроявления одного генетического типа, но различного возраста общего содержат значительно меньше. Эта закономерность является функцией геохимической и металлогенической специализации рудогенерирующих источников.

Геологические условия формирования рудопроявлений чрезвычайно разнообразны. Но характерной чертой для всех является, независимо от возраста, многостадийность их формирования.

Рудопроявления района расклассифицированы по следующим признакам: по возрасту; по положению в интрузивном комплексе, т. е. по генетической связи с определенными интрузивными дериватами; по генетическим типам; по минерало-геохимическим формациям и ассоциациям.

УДК [550.40+553.0](235.216)(042.2)

В. Т. Сургай
(Институт геологии АН Киргизской ССР)

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ РЕГИОНАЛЬНОЙ ГЕОХИМИИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ ТЯНЬ-ШАНЯ

1. Современное состояние общей геологической изученности Тянь-Шаня, достигнутое благодаря длительным (более 40 лет) и разносторонним исследованиям большого коллектива геологов, позволяет подойти к освещению этой сложной геосинклинальной области с позиций комплексного регионально-геохимического анализа. Такой анализ состоит в оценке роли и значения важнейших геологических процессов — тектогенеза, денудации и седиментации, метаморфизма и магматизма, гидрогенеза и биогенеза, в геохимическом поведении вещества земной коры (миграции, дифференциации и накоплении) в истории структурно-фациального развития изучаемого региона.

2. На указанной методологической основе Тянь-Шань мож-

но отнести к самостоятельной геохимической провинции (по А. Е. Ферсману) гетерогенного и полицикличного (по Смирнову) развития, расположенной во внешней зоне Евразиатского пояса — одной из планетарных геохимических систем высшего порядка.

3. При оценке роли и значения тектогенеза в перемещениях масс земной коры и миграции химических элементов рассматриваются все связанные с ним (парагенные ему) процессы: тектоно-денудационные, тектоно-седиментационные, тектоно-метаморфические (прогрессивные и регрессивные), тектоно-магматические, тектоно-гидрогеологические, структурно-тектонические и проч., обусловленные радиальными (восходящими и нисходящими), тангенциальными и поворотными тектоническими движениями, вызывающими складчатые, разрывные дислокации и стресстектонические деформации ее структурно-фациальных зон.

Длительная и многообразная эволюция процессов тектогенеза в истории геологического развития Тянь-Шаня сопровождалась созданием в его пределах областей денудации (сноса) и седиментации, регрессивным и прогрессивным (вплоть до палингенеза) региональным метаморфизмом, внедрением и излиянием магматических расплавов и их постмагматических продуктов, изменениями гидродинамических режимов подземных вод, разнообразными деформациями слагавших его структурно-фациальных зон. В результате заключительных фаз складчатости в рассматриваемом регионе были сформированы две главные структурно-тектонические области: Северный Тянь-Шань — область преимущественного развития каледонид с эпикаледонскими (герцинскими) впадинами и прогибами, и Южный Тянь-Шань — область господства герцинид с эпигерцинскими впадинами и прогибами. Обе области, разделенные важнейшей структурной линией Тянь-Шаня — зоной глубинных разломов и смятия, объединяют ряд структурно-фациальных зон с их краевыми разломами, со специфическими чертами своего развития, строения, региональной геохимии и металлогении. Условия развития структурно-фациальных зон предопределяли пространственное положение и геологическую позицию металлогенических систем: рудных поясов, их зон, узлов, рудных полей и месторождений различного состава и генезиса.

4. При оценке регионально-геохимической роли денудационных процессов весьма важное значение имеет установление направлений свойственных им потоков вещества от областей сноса в седиментационные прогибы, регионально-геохимическая оценка миграции участвующих в них типоморфных ми-

неральных компонентов и химических элементов. В истории геологического развития Тянь-Шаня денудационные процессы в его различных структурно-тектонических областях и слагающих их структурно-фациальных зонах играли переменную роль, тесно связанную с тектогенезом и физико-геохимическими условиями местности. В Северном Тянь-Шане мощные процессы денудации начались с силура—девона, когда область вступила в орогеническую стадию развития и продолжаются вплоть до настоящего времени. При этом основные денудационные потоки вещества были направлены в прилегающие прогибы: к северу, где продукты разрушения горных пород накапливаются и поныне; отчасти во внутренние эпикаледонские впадины и к югу — в область геосинклинального седиментационного бассейна Южного Тянь-Шаня, существовавшего до верхнего палеозоя ($P—C_3$). В южную часть герцинского седиментационного бассейна — Алай-Кок-Шаальскую (Нуратау-Инышьчекскую) структурно-фациальную зону основной тангенциальный поток породо- и рудообразующего вещества, начиная с силура, шел с юга на север с краевых денудационных поднятий, представлявших собой фрагменты стабильных массивов (Тарим, Сулу-Терек, Гиссар). Южный Тянь-Шань, вступивший в орогенический период развития в верхнем палеозое, служил областью денудации и сноса вещества в прилегающую с юга киммерийскую геосинклинальную область Памиро-Алая, а также в прилегающие с севера межгорные впадины (Ферганскую, Нарынскую и др.) и субплатформенные равнинные пространства. Кроме указанных основных существовали локальные внутренние области сноса, которые накладывали свой геохимический отпечаток на главный тангенциальный поток вещества. Очевидно, вместе с породообразующим веществом переносились и рудообразующие компоненты, которые, концентрируясь или рассеиваясь, осаждались в седиментационных бассейнах. Таким образом, денудационные процессы играли решающую роль в тангенциальной и радиальной (стратиграфической) геохимической миграции вещества парагенетически развивавшихся структурно-тектонических областей и составляющих их структурно-фациальных зон Тянь-Шаня.

5. Седиментационные процессы, отличаясь исключительным физико-химическим и геохимическим многообразием, длительностью развития, уходящей к началу геологической истории Земли, и охватом огромных пространств ее поверхностных оболочек (литосферы вместе с гидро- и биосферой), играют решающую роль в миграции, дифференциации и накоплении их вещества в виде литологических дифференциатов. В качестве главных факторов дифференциации при седиментации

действуют терригенные (гравитационно-гранулометрические), хемогенные, органогенные (биогенные), вулканогенно-осадочные, сорбционные, коагуляционные и прочие процессы с их взаимными переходами и более сложными соотношениями. Они приводили к накоплению соответствующих литостратиграфических формаций и фаций пород со свойственными им породо- и рудообразующими компонентами. Регионально-геохимическое значение седиментационной дифференциации вещества все более отчетливо определяется при регионально-геохимических, в частности литолого-геохимических, исследованиях Тянь-Шаня. При этом устанавливаются рудоносные и потенциально-рудоносные формации, субформации и фации осадочных пород с рудными комплексами, типоморфными для его отдельных структурно-тектонических областей и слагающих их структурно-фациальных зон. Так, в области каледонид Северного Тянь-Шаня выделяется до 11 рудоносных и потенциально-рудоносных осадочных формаций, в значительной мере определяющих редкометально-полиметаллическую специализацию структурно-фациальных зон этого региона. В пределах господства герцинид Южного Тянь-Шаня намечено до 17 рудоносных и потенциально-рудоносных осадочных формаций. Главные из них в значительной мере определяют регионально-геохимическую и металлогеническую специализацию его структурно-фациальных зон. К ним относятся: полиметально-карбонатная формация D_2—C_1 — Чаткало-Нарынской (Сары-Джаз-Южно-Каратауской) зоны и ее литостратиграфический аналог — сурьмяно-ртутно-карбонатная формация D_2—C_2 — Алай-Кок-Шаальской (Нуратау-Инылчекской) зоны.

6. При парагенетическом развитии областей денудации и седиментации проявляется важнейшая регионально-геохимическая закономерность, выраженная тангенциальной миграцией от областей сноса, площадным и радиальным (стратиграфическим) накоплением в областях седиментации типоморфных химических элементов, создающих в осадочных формациях соответствующие геохимические, металлогенические фоны и рудные концентрации, сингенетичные рудоносным и потенциально-рудоносным формациям структурно-фациальных зон.

Вторая регионально-геохимическая закономерность осадконакопления в седиментационных, нередко рудогенерирующих, бассейнах состоит в том, что многослойный характер накопления породо- и рудообразующего, например карбонального, вещества нередко обусловлен хемогенной (и органогенно-хемогенной) ритмичностью выпадения осадков из растворов усыха-

ющего бассейна, а не трансгрессивно-регрессивной ритмичностью развития седиментационного бассейна, как это принято считать. Трансгрессии, развивающиеся на рудоносных и потенциально-рудоносных породах, нередко вызывают перемыв и переотложение вещества и образование трансгрессивно-контактовых седиментационных и остаточных рудных залежей. При последующих эпигенетических процессах (метаморфогенных, магматогенных, вадозно-инфильтрационных) рудоносные и потенциально-рудоносные формации испытывают преобразования рудного вещества, которые вызывают его вторичные (эпигенетические) концентрации с конвергентными признаками или приводят к рассеянию рудообразующих химических элементов.

7. Метаморфические процессы также являются мощными факторами изменения миграции вещества земной коры, нередко приводящими к коренным его преобразованиям с рядом конвергентных признаков. Процессы прогрессивного регионального метаморфизма, развивающиеся в глубинных оболочках земной коры при нисходящих движениях ее участков, сопровождаются дегидратацией пород (образование метаморфогенных гидротерм), диссоциацией и палингенезом при достижении ими ультраметаморфогенных стадий. При регрессивном региональном метаморфизме, кроме проявления характерных парагенных минеральных ассоциаций, возможно образование контракционных трещин, которые, выполняясь минеральными компонентами, образуют в благоприятных условиях среды рудные «жилы альпийского типа» (подобные жилы могут образовываться и в тектонических трещинах).

Роль контактового метаморфизма достаточно отчетливо проявляется при наложении его на указанные выше важнейшие рудоносные и потенциально-рудоносные формации. Полиметально-карбонатная формация D_2—C_1 скарнируется, ее рудное вещество частично ассимилируется магмой или отгоняется в скарновую и экзоконтактовую жильную зону. Сурьмяно-ртутно-карбонатная формация D_2—C_2 (или S_2—D—C_2) в интрузивных контактах также скарнируется, однако ее типоморфные элементы (Hg, Sb, As), обладающие высокой геохимической подвижностью, удаляются из скарновых и прилегающих экзоконтактовых зон и могут накапливаться в удаленных (эпитермальных) зонах, если судить по элементам-минерализаторам интрузий и гидротермальных сурьмяно-ртутных месторождений.

8. Магматические процессы при оценке их регионально-геохимической и металлогенической роли рассматриваются в следующих аспектах.

Не исключается, а, наоборот, предполагается ультраметаморфогенное (палингенное) образование интрузивных очагов различного петрохимического состава (основного и ультраосновного, среднего, кислого и щелочного) из соответствующих осадочных дифференциатов земной коры (фемических, сиалических, алькалических с их взаимными переходами) под влиянием ультраметаморфизма и экзотермических реакций. При этом учитывается домагматическая (регионально метаморфическая метаморфогенно-пневматолитическая), собственно магматическая (палингенная, сегрегационная, ликвационная и проч.) и послемагматическая (остаточно-метасоматически-гидротермальная) роль интрузивных магматических очагов. Последние рассматриваются как рудогенерирующие (если магматический очаг был потенциально-рудоносен и физико-химические условия среды благоприятствовали обособлению рудного вещества) или как рудообразующие (вызывающие миграцию и переотложение вещества окружающей геологической среды, могущей привести к рудообразованию).

Предполагается также регенерационное метаморфогенно-гидротермальное образование полнокристаллических (псевдоинтрузивных) пород при регенерации, в частности, полимиктовых песчаников гранитоидного состава, подобно тому как регенерационным путем образуются крупнозернистые кварциты, мраморы, нередко несущие минеральные компоненты, свойственные интрузивным образованиям (слюды, гранаты, полевые шпаты, апатит, турмалин и проч.).

Интрузивные процессы Тянь-Шаня, проявляющиеся главным образом в каледонский и герцинский тектоно-магматические циклы, отличались своей рудогенерирующей и рудообразующей ролью преимущественно в последний период и сопровождались редкометально-полиметаллическим оруденением в Северном Тянь-Шане (Pb, Zn, Cu, As, Au и др.) и редкометально-полиметально-малометальным оруденением в Южном Тянь-Шане (W, Mo, Au, Sn, Pb, Zn, Ag, Cu, Hg, Sb, As и др.).

Эффузивные процессы верхнепалеозойского тектоно-магматического цикла в Южном Тянь-Шане сопровождались медно-порфировым оруденением и обнаруживают в своих отдаленно-кремнистых образованиях резкую обогащенность ртутью и другими халькофильными элементами (Pb, Zn, Cu, Fe и др.).

9. Вадозно-инфильтрационные процессы переноса минерало- и рудообразующегося вещества, связанные с миграцией подземных вод, обусловлены не столько их термальностью (парагидротермы при глубинной циркуляции), сколько химической активностью. Судя по парагенным минеральным ассоциациям, важнейшую роль в рудообразовании играли сульфатно-гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-сульфатные под-

земные воды. Первые сопровождались обильной трещинной карбонатизацией и нередко сульфидным оруденением известняково-доломитовых толщ (киноварь, галенит, реже сфалерит, пирит, иногда церуссит и др.), вторые — каолинизацией терригенных толщ с сульфидами тех же элементов.

10. В результате взаимосвязи и взаимообусловленности указанных, далеко не полно освещенных, процессов (их широкого геолого-геохимического парагенезиса) в пределах Тянь-Шаньской геохимической и металлогенической провинции формировался ряд субпровинций: редкометально-полиметаллическая Северного Тянь-Шаня; полиметаллическая и золото-сурьмяная Срединного Тянь-Шаня (Чаткало-Нарынской или Сары-Джаз-Южно-Каратауской зоны) и сурьмяно-ртутная, местами сурьмяно-ртутно-мышьяковая Южного Тянь-Шаня (Алай-Кок-Шаальской или Нуратау-Иныльчекской зоны).

11. Основным методическим приемом регионально-геохимического анализа является составление палеоструктурно-фациальных схем по геологическим эпохам с геохимической оценкой развившихся в них геологических формаций (осадочных, метаморфических, магматических) как областей денудации (сноса), так и областей седиментации.

Такой анализ приводит к выделению важнейших рудоносных и потенциально-рудоносных осадочных и метаморфических формаций, намечает рудообразующие и рудогенерирующие магматические комплексы и дает наиболее надежную основу для оценки полезных ископаемых различного состава и генезиса.

УДК 553.0(235.216-15:551.7(042.2)

В. В. Андреев, С. И. Евтушенко, К. Т. Мустафин
(Управление геологии Киргизской ССР, Институт геологии АН Киргизской ССР)

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ ЧАТКАЛЬСКОЙ ПОДЗОНЫ В СВЯЗИ С ИСТОРИЕЙ ЕЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

1. Под Чаткальской подзоной подразумевается территория Сандалашского, Пскемского и северо-восточная часть Чаткальского (Афлатунский район) хребтов.

2. Металлогенический облик Чаткальской подзоны Срединного Тянь-Шаня предопределялся всей историей ее геологического развития — от протерозоя до перми включительно. Выделяемый в подзоне каледонский структурный этаж развивал-

ся на допалеозойском фундаменте, а герцинский в свою очередь развивается на каледонском фундаменте. Все это обусловлено тем, что в верхнем протерозое и нижнем палеозое Чаткальская подзона была периферической зоной Срединного Тянь-Шаня, а в среднем и верхнем палеозое — Южно-Тянь-Шаньской герцинской геосинклинали. В связи с этим тот и другой циклы развития подзоны являются не завершенными, а каледонский и герцинский магматизм и металлогения — наложенными, развивавшимися унаследованно. Намечаются унаследованные развития разновозрастных эндогенных комплексов рудных формаций — молибдено-вольфрамовой (с висмутом), золото-медной, золото-мышьяковой (с полиметаллами), молибдено-медной (с золотом) и других, включая и сингенетические концентрации этих металлов. Последние присущи некоторым осадочным формациям (Mo, Au, Sn в различных фациях терригенно-молассовой формации C_m—O, медь — в красноцветных песчаниках D_2—D_3).

3. Выделяются следующие структурные ярусы, которые соответствуют определенным этапам развития подзоны. *Первый структурный ярус* (Pt_3) представлен допалеозойскими метаморфическими образованиями — кварцитами, сланцами и гранитогнейсами. *Второй структурный ярус* (C_m—O) сложен вулканогенно-кремнисто-сланцевой формацией. Отложения этого яруса формируют умеренно дислоцированный каледонский структурный этаж, который от вышележащего отделен поверхностью регионального несогласия. Тектонические движения проявились преимущественно поднятием территории подзоны. В связи с этим в период от силура до нижней части девона (III и IV структурные ярусы) осадконакопления в Сандалашском и Пскемском хребтах не происходило, в Афлатунском районе Чаткальского хребта отлагались маломощные красноцветные терригенные образования и продукты наземного вулканизма. О металлогении каледонского цикла развития можно судить только по наличию рудного материала в толщах нижнего и среднего палеозоя. Среди отложений догерцинского периода развития подзоны намечаются отдельные горизонты с содержанием Fe (до 30%), Mn (до нескольких процентов), V (до 0,3%), Mo (до 0,02%), Au (до 0,05 *г/т*), Sb (до 0,4%) и фосфора (данные В. М. Петрова).

4. *Герцинский структурный этаж* представлен характерной для Чаткало-Нарынской зоны формацией красноцветных песчаников среднего и верхнего девона, возникшей за счет размыва каледонид. Красноцветные породы перекрываются карбонатной формацией фамена и нижнего карбона (ранний этап V структурный ярус — D_3—C_1). Тектонический режим раннего

этапа развития герцинской геосинклинали характеризуется сменой восходящих движений нисходящими, т. е. прогибанием территории Чаткальской подзоны.

5. *В среднем этапе* (C_2—C_3), в связи с проявлением главной фазы герцинской складчатости, прогибание территории подзоны вновь сменяется поднятием, и в течение среднего этапа осадконакопления здесь не происходило. Эти тектонические движения приводят к возникновению складчатых структур, которые развиваются в основном по унаследованному каледонскому структурному плану. Они сопровождались бурным развитием интрузивного гранитоидного магматизма, который объединен нами в средне-верхнекарбоновые интрузивные комплексы. Тектоно-магматические процессы данного этапа сопровождаются интенсивными рудообразующими процессами, создававшими различные комплексы рудных формаций скарново-метасоматического, скарново-гидротермального ряда (скарново-магнетитовая, скарново-шеелитовая, скарново-золото-медная, скарново-полиметаллическая и др.).

6. *Поздний этап* развития региона (VII ярус P) представлен континентальными или морскими молассами нижней перми, которыми заполнены верхнепалеозойские депрессии. В данном этапе развития формируются преимущественно разрывные структуры, которые способствовали внедрению «малых» порфировых интрузий различного состава и явились рудоконтролирующими структурами. С выделяемым нами нижнепермским интрузивным комплексом ассоциируют различные комплексы рудных формаций гидротермально-сульфидного парагенезиса (золото-мышьяковая, золото-медная, кварцево-карбонат-полиметаллическая, доломит-барит-полиметаллическая, сурьмяно-ртутная и др.).

7. Нами выделяются следующие тектонические районы, которые территориально совпадают с одноименными рудными районами: Пскемский, Сандалашский, Афлатунский и др., а на территории Чаткальской подзоны размещается одноименная металлогеническая область.

8. Исходя из установленной закономерности размещения различных комплексов рудных формаций, нами выделяются следующие металлогенические единицы — площади развития различных рудных комплексов — рудных полей и районов (см. таблицу).

Рудные районы	Рудные поля	Характерные комплексы рудных формаций
Сандалашский	Сандалашское	Золото-мышьяковый полиметаллический позднего этапа
	Куруктегеренеское	Золото- и медно-скарновый с платиной, палладием и оловом среднего, полиметаллический позднего этапов
	Тоялмышское	Наложение — кварц-молибденит-вольфрамитовая с висмутом и кварц-пирротин-шеелит-арсенопиритовая формации среднего и карбонатно-медно-полиметаллическая с антимонитом формация позднего этапов
Пскемский	Ихнач-Каракурумское	Наложение — кварц-пирит-молибденитовая и золото-кварц-пирротин-арсенопиритовая формации среднего, карбонатно-медно-полиметаллическая и барит-галенитовая (с блеклыми рудами) формации позднего этапа (данные В. М. Петрова).

УДК [550+553.0](235.216-15) (042.2)

А. И. Образцов, В. Ф. Храмков, К. Т. Мустафин, А. И. Денисов, И. Давлетов

(Управление геологии Киргизской ССР, Институт геологии АН Киргизской ССР)

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИИ ТЕРЕК-КАССАНСКОГО РАЙОНА (Чаткальский хребет)

1. В домезозойской истории геологического развития района намечаются допалеозойский, каледонский и герцинский периоды развития, разделяющиеся на этапы, характеризующиеся определенными комплексами литологических формаций, интрузивными и рудными комплексами.

2. Геологические образования *допалеозойского периода* представлены Кассанской метаморфической толщей сланцев, мраморов, гнейсов и амфиболитов верхнего протерозоя. Судя по характеру отложений древних пород, в допалеозойском периоде геологического развития района происходило интенсивное погружение его территории и отложение мощных (4000—

6000 *м*) песчано-карбонатных толщ, местами сопровождавшихся излиянием основных лав (спилито-кератофировая формация). В результате метаморфизма они превратились в гнейсовидные сланцы, мраморы, а основные эффузивы — в амфиболиты. В них устанавливается незначительная концентрация золота (до 0,03 *г/т*) и серебра (до 2 *г/т*) предположительно осадочно-метаморфогенного генезиса. Интрузивный магматизм представлен гнейсовидными диоритами и кварцевыми диоритами. Эндогенная минерализация этого времени не установлена.

3. В *нижнем палеозое* (C_m —O) нисходящие тектонические движения сменяются восходящими, возникает Кассанское поднятие и структуры преимущественно северо-западного простирания. В это время осадконакопление происходит только в небольших депрессиях (между Чапчамой и Иштамберды и на других участках). Гранито-гнейсы и гнейсовидные граниты, плагиограниты и диориты, по-видимому, относятся к этому этапу. Эндогенное оруденение не установлено.

4. *В силурийском этапе* (S) территория района вновь испытывает прогибание, которое сопровождается накоплением терригенно-карбонатных и осадочно-вулканических формаций (сланцев, песчаников с известняками и эффузивами кислого и среднего состава). Интрузивный магматизм и эндогенное оруденение достоверно не установлены.

5. В *позднекаледонском этапе* (D_1—D_2^e) нисходящие тектонические движения сменяются восходящими, что сопровождается формированием пестроцветной и осадочно-вулканогенной формаций, внедрением малых интрузий и интрузивных аналогов эффузивов эйфельского века. Свинцово-цинковая и медная минерализация, по-видимому, была связана с этими магматическими образованиями.

6. Отложения *раннего этапа* (D_2^{gv}—C_1) *герцинского периода* развития формировались в условиях наложенного (на каледонский фундамент) геосинклинального прогибания территории района. Они представлены терригенно-карбонатной пестроцветной и карбонатной формациями с базальными конгломератами в основании. Для пестроцветной формации характерно наличие горизонтов, обогащенных Fe, Cu, Pb, Zn, Ag и другими элементами. К концу этапа возникают глубинные разломы, контролирующие интрузии нижнекарбонового габбро-перидотитового комплекса, представленные теперь интенсивно серпентинизированными перидотитами и поздними амфиболитами. С этим интрузивным комплексом генетически связана хромо-никелевая минерализация.

7. *Среднегерцинский этап* (C_2—C_3) развития характеризу-

ется поднятием территории района, образованием складчатых и разрывных структур широтного и северо-восточного простирания и развитием более древних северо-западных структур. Эти тектонические движения сопровождаются внедрением крупных батолитовых интрузий гранитоидов, объединяемых нами в средне-и верхнекарбоновые интрузивные комплексы. Осадки этого этапа в районе не известны. С указанными интрузивными комплексами ассоциируют скарново-рудные формации с магнетитом, шеелитом и наложенным на них золото-медным, золото-мышьяковым и полиметаллическим оруденением.

8. В *позднегерцинском этапе* развития (P_1—T_1) на фоне общего поднятия территории района возникают локальные депрессии (Кассанские грабены) с их краевыми разломами, заполненные осадочно-эффузивной формацией нижней перми и красноцветной континентальной формацией верхней перми. В этом этапе формируются преимущественно разрывные структуры, а также внедряются малые интрузии и дайки кислого субщелочного и основного состава. С тектоно-магматическими процессами этого этапа связано золото-мышьяковое, полиметаллическое и сурьмяно-ртутное оруденения. Почти все известные месторождения золота и сурьмы приурочены к брахиантиклинальным складкам, находящимся в сфере влияния разрывных структур.

9. Установленные закономерности размещения различных комплексов рудных формаций позволили произвести металлогеническое районирование — выделить площади (рудные поля) развития сурьмяно-ртутной, золото-мышьяковой и полиметаллической минерализации (см. таблицу).

Характеристика герцинских металлогенических единиц Терек-Кассанского рудного района

Рудные поля и минерализованные зоны	Характерные комплексы рудных формаций
1	2
Терек-Терекканское	Наложение комплексов раннего (Cr, Ni) и позднего (As, Au, Ag, Zn, Pb, Sb, Hg) этапов.
Кассанское, Алмалы-булакское	Золото-мышьяковый, сурьмяно-ртутный позднего этапа.
Кара-Тюбинское	Золото-медно-скарновый среднего, полиметаллический, золото-мышьяковый, сурьмяно-ртутный позднего этапов.
Андагул-Ишмамбердинское	Золото-медно-вольфрамово-скарновый среднего, полиметаллического, сурьмяно-ртутный позднего этапов.

Продолжение таблицы

1	2
Чапчаминское	Золото-мышьяковый, полиметаллический, сурьмяно-ртутный позднего этапа
Ачикташ-Кашка-Суйская зона	Низкотемпературный золото-мышьяковый с полиметаллами и киноварью (в алунитах позднего этапа.

УДК 553.0(235.216-15)(042.2)

Б. О. Команов, К. Т. Мустафин, А. Б. Натальин, Ю. А. Кудрявцев, Р. Д. Дженчураева

(Южно-Киргизский горно-металлургический комбинат, Управление геологии Киргизской ССР, Сумсарский рудник, Институт геологии АН Киргизской ССР)

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГАВА-СУМСАРСКОГО РАЙОНА

1. Гавасайский и Сумсарский рудные районы располагаются на границе Кураминской и Кассан-Бозбутауской структурно-фациальных подзон Срединного Тянь-Шаня. Из них Гавасайский район занимает северо-восточную часть Кураминской подзоны.

2. Территория подзоны характеризуется двухэтажным геологическим строением — каледонским и герцинским. Каледонский цикл отличается своей незавершенностью по сравнению с каледонидами Северного Тянь-Шаня, а герцинский структурный этаж является наложенным на каледонский фундамент.

Каледонский структурный этаж сложен относительно маломощными образованиями силура и нижнего девона и представлен сланцево-терригенными и карбонатно-терригенными формациями. Магматизм проявлен наземным вулканизмом и интрузивными аналогами эффузивов нижнего девона и эйфельского яруса. О металлогении каледонского периода можно судить только по наличию рудного материала в определенных горизонтах пород девона, реже силура (Fe, As, Ag, Au, Pb, Zn, Cu и др.).

В герцинском цикле выделяются ранней (D_2^{gv} —C_1), средний (C_2—C_3), поздний (P_1) и завершающий (?) (P_2—T_1) этапы развития подзоны.

В раннем этапе постепенное прогибание территории подзоны сопровождалось накоплением карбонатных и терригенно-

карбонатных осадков. Этот этап отличается отсутствием магматических проявлений и эндогенного оруденения.

Средний этап развития совпадает с главной фазой герцинской складчатости, которая привела к возникновению складчатых, в меньшей степени разрывных структур и поздних прогибов и депрессий. Последние заполнялись эффузивно-осадочными образованиями среднего и верхнего карбона. Характерно внедрение крупных батолитоподобных и штокообразных интрузий гранитоидов. Формируются интрузии средне-и верхнекарбонового интрузивных комплексов и ассоциирующие с ними разные комплексы рудных формаций: скарново-магнетитовая с шеелитом, молибденитом; скарново-гидротермальная с медью, золотом, полиметаллами и др.

Поздний и завершающий этапы развития подзоны характеризуются дифференцированными тектоническими движениями, когда на фоне общего поднятия ее территории формируются позднепалеозойские депрессии, заполняющиеся мощными (до 7—10 *км*) осадочно-эффузивными образованиями перми и нижнего триаса. Среди интрузивных образований выделяются нижнепермский, позднепермский, нижнетриасовый интрузивные комплексы [1]. С ними ассоциируют различные комплексы рудных формаций: кварцево-карбонат-полиметаллический, кварцево-баритово-галенитовый, гематит-галенит-флюоритовый и др.

Анализ истории геологического развития северо-восточной части Кураминской подзоны и установленные закономерности размещения полезных ископаемых позволили нам выделить в ее территории тектонические районы, на площадях которых размещаются одноименные рудные районы: Гавасайский, Каражантауский, Ангренский и др. В Гавасайском рудном районе установлены три рудных поля: Бозымчак-Гавасайское, Ангранкульское и Кугалинское, которые характеризуются развитием тех или иных комплексов рудных формаций.

---

[1] В этом вопросе нет еще единого мнения; нам представляется, что выделенные комплексы соответствуют трем фазам внедрения одного (P_1-T_1) или двух (P_1 и P_2-T_1) интрузивных комплексов.

Характеристика металлогенических единиц северо-восточной части Кураминской подзоны

Рудные районы	Рудные поля	Характерные рудные формации
Гавасайский	Бозымчак-Гавасайское	Скарново-магнетитовая с шеелитом, молибденитом; скарново-гидротермальная с медью, золотом среднего; полиметаллическая позднего этапов.
	Ангранкульское	Кварцево-карбонат-полиметаллическая, кварцево-баритово-галенитовая позднего, гематито-галенит-флюоритовая и др. завершающего этапов
	Кугалинское	Барито-карбонатно-полиметаллическая, гематит-галенит-флюоритовая преимущественно завершающего этапа

Вышеизложенные закономерности изображаются на соответствующих картах и схемах, которые прилагаются к докладу.

УДК [550+553.0](235.216-15)(042.2)

Е. А. Митрофанов, К. Т. Мустафин

(Управление геологии Киргизской ССР, Институт геологии АН Киргизской ССР)

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИИ БАУБАШАТИНСКОГО ГОРНОГО УЗЛА

1. Баубашатинский горный узел занимает дугообразно изогнутую часть Ферганской подзоны Фергано-Кокшаальской зоны Южного Тянь-Шаня.

2. Баубашатинская часть Ферганской подзоны в пределах палеозоя характеризуется одноэтажным геологическим строением герцинского цикла и соответствующими структурными ярусами, которые формируются в определенных этапах геологического развития.

Образования *начального этапа* ($S—D_1$) формируются при глубоком геосинклинальном прогибании территории подзоны и характеризуются отложениями геосинклинального типа — различные сланцы, известняки, яшмы, основные эффузивы, которые относятся к спилито-кератофировой формации. Интру-

зивные образования и эндогенные оруденения здесь не установлены.

Отложения *раннего этапа* (D_2^{gv}—C_1) представлены преимущественно карбонатными, терригенно-карбонатными формациями с прослоями эффузивов основного и среднего состава. К концу этого этапа нисходящие тектонические движения сменяются восходящими, и в момент первой фазы раннегерцинской складчатости возникают глубинные разломы, которые контролируют интрузии нижнекарбонового интрузивного комплекса (габбро-диабазы, дуниты, перидотиты, пироксениты) и генетически связанную с ними хромоникелевую рудную формацию, иногда с платиной.

Средний этап развития (C_2—C_3) характеризуется дифференцированными тектоническими движениями, преимущественно поднятием территории подзоны и возникновением на этом фоне поздних локальных прогибов, депрессий и остаточных мульд, заполненных грубообломочным терригенным материалом, преимущественно континентальным. Главная фаза герцинской складчатости, происходившей в этом этапе, сопровождалась относительно слабыми процессами гранитоидного магматизма, создавшего средне-верхнекарбоновый интрузивный комплекс гранитоидов и ассоциирующих с ними скарново-редкометальных рудных формаций, также слаборазвитых.

В *позднем этапе* развития (P) подзоны происходит преимущественно поднятие ее территории, формирование (возникшее в среднем этапе) депрессий (с их краевыми разломами), которые заполнялись эффузивно-осадочными наземными формациями. Для этого этапа характерно развитие «малых» интрузий и даек различного состава. В этом этапе выделяется пермский интрузивный комплекс, состоящий из раннепермской и позднепермской фаз внедрения. С ними ассоциируют различные комплексы рудных формаций, главным образом сурьмяно-ртутных. Последние приурочены, с одной стороны, к лиственитизированным серпентинитам нижнего карбона, с другой — к карбонатным породам девона.

3. Рассматриваемая территория расчленяется на три тектонических района, или микрозоны (Баубашатинский, Чаактауский и Майлисуйский), геологическое развитие которых несколько различается. В Баубашатинском районе формируются мощные толщи карбонатно-терригенных формаций силура, девона и нижнего карбона, а в Чаактауском и Майлисуйском районах — умеренно мощные толщи терригенных формаций силура и девона. Каждый район, таким образом, характеризуется специфическими условиями седиментации, структурами, особенностями интрузивного магматизма и металлогении.

4. На территории указанных тектонических районов располагаются одноименные рудные районы, которые характеризуются развитием тех или других рудных комплексов. В Баубашатинском районе развиты карбонатно-киноварная и карбонатно-галенитовая рудные формации позднего этапа, а в Чаактауском и Майлисуйском районе — хромо-никелевая раннего этапа, лиственито-киноварная, карбонатно-киноварная позднего этапа.

5. Баубашатинская часть Ферганской подзоны еще недостаточно изучена, но установленные металлогенические особенности позволяют считать ее перспективной на ртуть.

УДК 553.0(575.2-15):551.7(042.2)

К. Т. Мустафин, А. Б. Натальин, В. И. Долматов, Б. О. Команов

(Институт геологии АН Киргизской ССР, Управление геологии Киргизской ССР, Южно-Киргизский горно-металлургический комбинат)

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ КИРГИЗСКОЙ ЧАСТИ СЕВЕРНОЙ ФЕРГАНЫ В СВЯЗИ С ИСТОРИЕЙ ЕЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

1. Описываемая территория охватывает значительные площади Чаткальского, Сандалашского и Кураминского хребтов, гор Бозбутау и Баубашата.

2. Металлогенический облик Северной Ферганы характеризуется сурьмяно-ртутным, золото-мышьяковым, редкометальным и полиметаллическим оруденением. При этом каждая структурно-фациальная подзона, в пределах которых располагаются одноименные металлогенические области, отличается специфическими металлогеническими особенностями (преобладанием или угасанием тех или других рудных формаций). Эти особенности обусловлены различием истории геологического развития указанных подзон.

3. В геосинклинальной истории геологического развития Северной Ферганы нами выделяются допалеозойский, каледонский и герцинский периоды [1], каждый из которых, кроме первого, расчленяется обычно на три исторических этапа. Каждый этап геологического развития характеризуется своими комп-

[1] Мезо-кайнозойский субплатформенный период развития здесь не рассматривается.

лексами осадочных и вулканогенных формаций, комплексами складчатых и разрывных структур, интрузивными комплексами и связанными с ними комплексами рудных формаций. При этом средний и поздний этапы герцинской металлогенической эпохи отличаются наибольшим развитием различных интрузивных комплексов и ассоциирующих с ними комплексов рудных формаций.

Образование допалеозойского фундамента (Pt_3) сохранилось в виде отдельных тектонических блоков в Чаткальской и Кассан-Бозбутауской подзонах и представлено гнейсовидными сланцами, кварцитами, гнейсами, мраморами, амфиболитами, гранитогнейсами. Интрузивный магматизм представлен гнейсовидными диоритами и кварцевыми диоритами (в Кассане) и плагиогранитами (в Сандалаше). Эндогенное оруденение этого этапа не установлено.

Каледонский период развития

Отложения раннего этапа (Cm —O) в Северной Фергане фиксируются только в Чаткальской подзоне и представлены терригенно-молассовой прибрежной формацией, характеризующейся повышенной концентрацией Fe, V, Mo, As, Cr, Ni, Ag, Au и др. Для этого этапа характерны дифференциальные тектонические движения — прогибания в Чаткальской подзоне и поднятия на площадях Кураминской и Южной части Кассан-Бозбутауской подзон. Возникают Кассанское поднятие и структуры преимущественно северо-западного простирания. Осадконакопления в Кассан-Бозбутауской подзоне в это время почти не происходит. Гнейсовидные граниты, плагиограниты и диориты, по-видимому, относятся к этому этапу. Эндогенное оруденение не установлено.

В среднем этапе (S), в связи с инверсией геосинклинали, направление колебательных движений сменилось на обратное. Сланцевые толщи (с известняками) силура, развитые в Кураминской и Кассан-Бозбутауской подзонах, в Чаткальской подзоне седиментации отсутствуют. В этой толще присутствует та же минерализация, что и в отложениях ордовика. Формируются в это время Сандалашское (Северо-Чаткальское) поднятие, а также складчатые разрывные структуры, преимущественно северо-западного простирания. Силурийский интрузивный комплекс представлен гнейсовидными гранодиоритами, диоритами и плагиогранитами (в Сандалаше). Эндогенная минерализация данного этапа не изучена.

В *позднем этапе* (D_1—D_2) территория испытывает унаследованное развитие. Этот этап отличается проявлением назем-

ного вулканизма, создавшего мощные эффузивно-осадочные толщи в Кураминской и Кассан-Бозбутауской поздонах. В это время внедряется нижнедевонский интрузивный комплекс. С магматическим комплексом этого этапа ассоциируют полиметаллическая и медная минерализация. В Чаткальской подзоне осадконакопление отсутствует и продолжает формироваться Сандалашское поднятие.

Герцинский период развития

В этом периоде развития геосинклинальное прогибание в Ферганской подзоне начинается с силура, а в Кураминской, Чаткальской и Кассан-Бозбутауской подзонах — со среднего девона.

В *начальном этапе* ($S—D_2^e$) в Ферганской подзоне формируются осадки геосинклинального типа — сланцы, известняки, яшмы и основные эффузивы спилито-кератофировой формации.

Отложения *раннего этапа* ($D_2^{gv}—C_1$) в Ферганской подзоне формируются в условиях унаследованного вторичного прогибания, а во всех других подзонах — непосредственно налегают на каледонский фундамент (наложенное вторичное прогибание). Осадки данного этапа в указанных подзонах несколько различаются, хотя преобладают карбонатные и терригенно-карбонатные формации. Для последней характерно наличие горизонтов, обогащенных Fe, Cu, Pb, Zn, Ag и др. К концу этапа возникают глубинные разломы, контролирующие интрузии нижнекарбонового габбро-перидотитового комплекса, с которыми генетически связано хромо-никелевое оруднение.

В *среднем этапе* ($C_2—C_3$) на фоне общего поднятия, в связи с проявлением главной фазы герцинской складчатости, возникают локальные депрессии, выполненные преимущественно континентальными молассовыми формациями. Эти осадки отсутствуют в Кассане и Чаткальской подзоне. Тектонические движения этого этапа сопровождались образованием складчатых и разрывных структур северо-восточнго и широтного направления и внедрением гранитоидных интрузий. Формируются интрузии средне-верхнекарбонового интрузивного комплекса, состоящего из среднекарбоновой и верхнекарбоновой фаз и нескольких стадий внедрения, а также с ними связанные скарново-редкометальные рудные формации.

В *позднем этапе развития* ($P_1—T_1$) происходит преимущественно поднятие с формированием разломов, локальных депрессий, которые заполнялись континентальными, терригенными и осадочно-вулканогенными формациями. Для этого этапа характерно развитие малых порфировых интрузий раз-

личного состава и связанных с ними многочисленных рудных формаций (сурьмяно-ртутные, полиметаллические, золото-мышьяковые и др.).

4. Рассматриваемая территория включает в себя части Кураминской, Кассан-Бозбутауской, Чаткальской подзон Срединного Тянь-Шаня, Баубашатинскую часть Ферганской подзоны Южного Тянь-Шаня и граничит с Северным Тянь-Шанем по Таласо-Ферганскому разлому. Вышеперечисленные структурно-фациальные подзоны территориально совмещаются с одноименными металлогеническими областями.

5. Установленные закономерности размещения комплексов рудных формаций позволили нам произвести металлогеническое районирование — выделить площади развития сурьмяно-ртутной, полиметаллической, золото-мышьяковой и редкометальной минерализации.

Характеристика герцинских металлогенических единиц Северной Ферганы

Металлогенические области	Рудные районы	Характерные рудные комплексы
А. Кураминская (СВ часть)	I. Гавасайский	Золото - медно-скарновый и полиметаллический среднего и позднего этапов
Б. Кассан-Бозбутауская	II. Сумсарский	Полиметаллический позднего этапа
	III. Кассанский	Наложение многих рудных комплексов раннего (Cr, Ni), среднего (W, Mo, Sn, Ag, Cu) и позднего (As, Au, Zn, Sb, Hg и др.) этапов
	VI. Бозбутауский	Полиметаллический позднего этапа
В. Чаткальская	V. Сандалашский	Золото - медно-скарновый и полиметаллический среднего и позднего этапов
	VI. Афлатунский	Железо-марганцевый раннего и полиметаллический позднего этапов
Г. Ферганская	VII. Чаактауский	Хромово-никелевый раннего и сурьмяно-ртутный позднего этапов
	VIII. Баубашатинский	Хромово-никелевый раннего и сурьмяно-ртутный позднего этапов

6. Геотектонические и металлогенические подразделения Северной Ферганы, сформированные в различные этапы ее геологического развития, показаны на соответствующих картах и схемах, которые прилагаются к докладу.

УДК 553.061.12(575.1)(042.2)

Х. Н. Баймухамедов, В. Г. Гарьковец, Т. М. Мацокина, П. А. Малахов, И. Х. Хамрабаев, Х. Т. Туляганов; А. Д. Шмулевич, Б. Ф. Василевский

(Ташкентский политехнический институт)

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ЭНДОГЕННОЙ МЕТАЛЛОГЕНИИ УЗБЕКИСТАНА

1. Металлогенические исследования в Средней Азии, в том числе в Узбекистане, были начаты Д. В. Наливкиным, А. Е. Ферсманом, Д. И. Щербаковым, Б. Н. Наследовым и другими с геологического, геохимического районирования и изучения металлогении отдельных районов. Особое развитие металлогенические исследования получили в послевоенные годы. Они обобщены в работах Х. М. Абдуллаева и его группы, В. И. Смирнова, Е. Д. Карповой и других.

В настоящее время металлогенические исследования в Узбекистане интенсивно ведутся в институте геологии и геофизики Академии наук Узбекской ССР, САИГИМСе, Ташкентском политехническом институте, Ташкентском госуниверситете, Министерстве геологии Узбекской ССР и других геологических организациях.

2. Территория Узбекистана относится к Урало-Тянь-Шаньскому складчатому поясу и охватывает обширные равнинные и горные пространства с выходами пород от докембрия до четвертичных отложений. Большую часть этого пространства составляют закрытые территории, сложенные мезо-кайнозойским чехлом.

В вертикальном разрезе земной коры территории Узбекистана выделяется три структурно-формационных этажа: докембрийский, палеозойский и мезо-кайнозойский. Докембрийский этаж обнажается в Пскемском хребте и юго-западных отрогах Гиссарского хребта. Представлен он гранито-гнейсовым (по В. И. Попову) комплексом. В Гиссаре в нем установлены палингенные явления и преобразования пород в гранулитовой и амфиболитовой фациях метаморфизма. В Чаткале докембрий представлен гнейсами, крупными массивами плагиогранитов и флишоидно-молассовой формацией.

Выясненное металлогеническое значение докембрийских образований пока невелико. Имеются данные по возможной продуктивности его на золото и медь (?).

Палеозойский этаж составляет основу всех горных сооружений Узбекистана, обнажаясь примерно на 1/5 его территории. Разрез его представлен сложными группами терригенных, карбонатных и вулканогенно-осадочных формаций, конкретное сочетание которых существенно меняется в различных структурно-фациальных зонах. Внутри этажа выделяется ряд более дробных единиц: каледонский и герцинский геолого-структурные комплексы и другие.

Весьма существенное место в строении палеозойского этажа занимают различные магматические образования. Степень распространенности их и характер в различных структурно-фациальных зонах также существенно меняются.

В целом для палеозойского этажа Узбекистана наиболее характерно проявление кислого гранитоидного магматизма и слабое развитие базитов и ультрабазитов, приуроченных обычно к узким поясам глубинных разломов.

В металлогеническом отношении палеозойский этаж представляет наибольший интерес. С ним практически связаны главные эндогенные рудные богатства республики (Au, Cu, W, Sn, Mo, Pb, Zn, Bi, As и др.), причем с каледонским магматизмом устанавливается связь многих золоторудных, медно-золоторудных, медно-колчеданных и других месторождений малых глубинностей. Особенно рудоносен герцинский магматизм. Магматические и рудные образования этого яруса представлены относительно глубинными фациями, фациями средних, малых глубин и приповерхностными (субвулканическими) фациями. С ними связаны разнообразные полезные ископаемые.

Мезо-кайнозойский этаж представлен разнообразными терригенными, молассовыми, карбонатными, угленосными, соленосными и другими формациями. Первостепенное значение он имеет по нефтегазоносности.

Достоверных магматических образований для этого этажа не установлено. Однако в юго-западном Гиссаре известны многочисленные кварцево-полиметаллические, карбонатно-полиметаллические, кварцево-флюоритово-полиметаллические, карбонатно-баритово-ртутные проявления мезозойского возраста.

3. Металлогеническая специализация выделенных структурно-формационных единиц определяется всем ходом их историко-геологического развития и для эндогенных руд, особенно характером магматизма. Геологами Узбекистана исследованы взаимоотношения магматических и рудных образований,

геохимическая и металлогеническая специализация магматических комплексов.

Металлогения допалеозойских осадочно-метаморфических комплексов и разновозрастных проявлений вулканогенных формаций базальтоидного комплекса пока еще недостаточно изучена. Однако можно говорить о наличии связи колчеданно-полиметаллического и медно-колчеданного оруденения с альбитофировой формацией (Западный Гиссар).

Обращает на себя внимание продуктивность герцинского магматизма, в течение которого сформировался ряд магматических комплексов среднего (батолитового) и позднего этапов развития. С гранитоидными комплексами интрузивных фаций средних и малых глубин связана высокая продуктивность: в Букантау-Зеравшано-Гиссарской металлогенической зоне — вольфрама, золота, свинца, серебра, молибдена, висмута; в Кураминской — золота, серебра, полиметаллов, молибдена, кадмия, рения, висмута; в Северо-Чаткальской — мышьяка, висмута, молибдена и др.

Работами последних лет выясняется высокая продуктивность вулкано-плутонических формаций. С ними связано полиметально-колчеданное оруденение зоны Юго-Западного Гиссара, в пределах Кураминской металлогенической зоны — золото, серебро, свинец, цинк, алуниты, флюорит, барит, кобальт, индий.

Установлена сопряженность и геологическая синхронность формирования различных по глубине формирования магматических фаций и семейств рудных формаций.

Причинность специализации магматических комплексов ставится в зависимость от общего характера строения земной коры, типа тектонического строения, особенностей осадконакопления и его геохимической характеристики, а также явлений метаморфизма.

По данным сейсмических исследований (В. И. Уломов, Е. М. Бутовская, И. С. и Б. С. Вольвовские и др.), представляется возможным выделить в пределах республики, области с большой (45—65 *км*), умеренной (30—45 *км*) и относительно малой (25—30 *км*) толщиной коры. Первая из них отвечает так называемым междуядерным зонам (по В. И. Попову) или внутренним поднятиям (по В. И. Смирнову) и характеризуется развитием преимущественно гранитоидных интрузий с редкометальной (W, Mo, Sn) и золотой минерализацией. Вторая область отвечает ядерным участкам (срединным массивам) с многократным проявлением интрузивного и эффузивного магматизма с полиметаллическим, медно-молибдено-золотым и флюоритовым оруденением; третья — зонам краевых и глубин-

ных разломов и характеризуется проявлением формаций базитов и гипербазитов с оруденением хрома и платины.

Получен ряд данных, говорящих о соответствии металлогенической специализации магматических образований геохимическому спектру общего разреза осадков (например, по железу для Северо-Чаткальской подзоны и др.).

Изучение истории геологического развития структурно-формационных этажей, развитие магматизма и размещение месторождений полезных ископаемых позволяют вплотную подойти к металлогеническому районированию территории республики. В этом отношении накапливается некоторый опыт. Примером может служить опыт изучения металлогении Чаткало-Кураминских гор Х. М. Абдуллаевым, Т. М. Мацокиной, исследование металлогении рудных районов Юго-западного Узбекистана Х. Н. Баймухамедовым, выделение металлогенических поясов для Западного Узбекистана И. Х. Хамрабаевым и т. д.

Узбекистан является крупным горнорудным регионом страны с многочисленными месторождениями цветных, редких, благородных металлов и других полезных ископаемых. Составлены комплексная и пометальные прогнозно-металлогенические карты. Составляются прогнозно-металлогенические карты к сводным листам геологических съемок, комплект прогнозно-металлогенических карт с выделением основных металлогенических зон Узбекистана.

Задачами ближайших лет являются дальнейшее усовершенствование металлогенических и прогнозных карт, повышение их достоверности и конкретности прогнозов, в целях чего необходима разработка новых методических приемов их составления, как и разработка и дальнейшее решение ряда общетеоретических вопросов металлогении Узбекистана. К ним относится проблема связи металлогенических зон Узбекистана с другими территориями, в частности, связи Урала и Тянь-Шаня; дальнейшая расшифровка связи глубинного строения земли и приповерхностных процессов, проблема металлогенической специализации и разработка критериев рудоносности магматических комплексов и формаций, проблема возраста оруденения и металлогенических эпох, связь экзогенной и эндогенной металлогении, разработка принципа металлогенического анализа рудных районов и другие вопросы.

УДК 551.7(235.216-14)(042.2)

А. И. Денисов
(Институт геологии АН Киргизской ССР)

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ ЮЖНОЙ ФЕРГАНЫ

Территория Южной Ферганы характеризуется полициклической геологической историей, в которой четко выделяются четыре геотектонических периода развития: древнейший (Cm—O_2), геосинклинальный (O_3—T_2), платформенный (T_3—Pg) и орогенический (N—Q).

Незначительное эрозионное вскрытие кембрийских и ордовикских отложений затрудняет выяснение геологической истории и металлогении этого времени.

Геосинклинальный период охватывает четыре стадии развития палеозойской геосинклинали:

Начальная стадия (O_3—D_2e) отвечает времени заложения и интенсивного прогибания геосинклинального ложа и характеризуется формированием мощных морских терригенных и карбонатных формаций при слабом проявлении основного эффузивного магматизма. Интрузивные образования представлены мелкими телами габбро-диабазового комплекса S—$Д_1$. Эндогенные полезные ископаемые начальной стадии развития не установлены, а экзогенные представлены мелкими рудопроявлениями ванадия, никеля ,фосфора, молибдена, марганца, а также маломощными пластами каменного угля в углисто-кремнистых сланцах силура.

Ранняя стадия D_2gv—C_2m^1, отвечает времени интенсивных дифференцированных движений, приведших к расчленению геосинклинали на ряд поднятий и прогибов, выполненных морскими карбонатной, терригенной и флишоидной формациями, появились глубинные разломы, сопровождавшиеся подводными излияниями девонских лав основного состава (спилиты). Небольшие тела среднекарбонового габбро- перидотитового интрузивного комплекса сопровождаются редкими рудопроявлениями магнетита, хромита и халькопирита. Экзогенные рудные образования представлены мелкими залежами бокситов в основании карбонатной формации среднего карбона.

Средняя стадия (C_2m^2—P_1^1) соответствует времени главных фаз складчатости, сопровождавшихся слабым региональным метаморфизмом осадков начальной и ранней стадий, формированием морских флишоидной (C_2m^2—C_3) и красноцветной молассовой (P_1^1) формаций. В эту стадию произошло внедрение крупных гранитоидных интрузий (P_1), с которыми генетически

связаны оловоносные пегматиты, скарновые проявления вольфрама, а также кварцево-касситеритовые гидротермальные рудопроявления. Экзогенные полезные ископаемые средней стадии развития представлены маломощными пластами каменного угля (C_3).

Поздняя (полуплатформенная) стадия (P_1^2—T_2) охватывает время затухания геосинклинального режима палеозойского цикла развития; она характеризует переход региона к платформенному состоянию. Эта стадия отличается развитием восходящих движений, почти полным прекращением седиментации, проявлением процессов денудации и формированием коры выветривания. Внедрившиеся по разломам малые интрузии монцонит-гранодиоритового комплекса (P_2) сопровождаются скарновыми рудопроявлениями вольфрама, молибдена, меди, мышьяка, а также гидротермальными проявлениями олова, золота и полиметаллов. Более молодые (P_2—T_1) интрузии гранито-сиенитового щелочного комплекса, возможно, имеют парагенетическую связь с эпитермальным сурьмяно-ртутным и полиметаллическим оруденением, контролируемым зонами глубинных разломов в карбонатных формациях. К поздней стадии развития относятся небольшие залежи бурого угля.

Платформенный период развития отображает время формирования киммерийско-альпийской платформы и разделяется на три стадии.

В раннюю стадию (T_3—J_1) на эродированном (пенепленизированном) складчатом фундаменте закладываются небольшие прогибы, выполненные озерными отложениями континентальной угленосной формации, заключающей в себе все угольные месторождения Южной Ферганы.

Средняя стадия (J_2—J_3) отвечает времени проявления восходящих движений и формирования коры выветривания. Осадочные образования и полезные ископаемые этого времени в Южной Фергане не установлены.

Поздняя стадия (Cr—Pg) платформенного развития характеризуется наступлением моря и формированием аридной красноцветной (Cr) и гипсово-карбонатно-глинистой (Pg) формаций. В эту стадию образовались исключительно разнообразные экзогенные полезные ископаемые: рудопроявления свинца, марганца, меди, залежи каменных солей, серы и гипса.

Орогенический период (N—Q) знаменует собой активизацию геотектонического режима, проявившуюся в резких глыбовых движениях, создавших глубокую Ферганскую впадину и резкий ступенчатый горный рельеф Южной Ферганы. В межгорных впадинах формируются мощные континентальные осадочные формации: аридная молассоидная (N) и терригенная

(Q). С первой из них связаны залежи каменных солей и гипсов.

Рассматриваемая территория отличается слабым проявлением раннего геосинклинального магматизма и металлогенией обращенной схемы развития (с инверсией). Это позволяет относить данную геосинклиналь к типу «С», по классификации В. И. Смирнова (1963), и параллелизовать ее с герцинскими геосинклиналиями Центральной Европы и Восточного Казахстана. Однако в отличие от последних в Южной Фергане инверсия внутренней зоны геосинклинали не совпадает со средней (батолитовой) стадией (C_2m^2—P_1^1), а наступает на рубеже начальной и ранней стадий геосинклинального развития (D_1—D_2). Кроме того, проявления магматизма основного состава в Южной Фергане не ограничиваются начальной стадией развития, а отмечаются длительное время, вплоть до начала средней стадии,— в силуре, нижнем и среднем девоне, в начале среднего карбона.

Отдельные участки рассматриваемой территории развивались неоднотипно, в различных геотектонических режимах, резко изменявшихся в отдельные последовательные стадии развития области. Выявление характерных особенностей геотектонического развития этих участков позволяет произвести детальное геотектоническое районирование Южной Ферганы. В пределах *варисского основания* выделяются интрагеоантиклинали, интрагеосинклинали (унаследованные и обращенные), а также осевое (центральное) поднятие. В *альпийском платформенном чехле* выделяются бассейны седиментации (синеклизы). Указанные крупные региональные геотектонические подразделения расчленяются на более мелкие единицы, формирование которых было обусловлено частными особенностями их развития (поперечные прогибы и поднятия, наложенные мульды и др.).

Различия геотектонического развития отдельных участков предопределяют их специфический металлогенический облик и позволяют на геотектонической основе произвести металлогеническое районирование, отражающее важнейшие закономерности *пространственного* размещения разновозрастных месторождений полезных ископаемых в Южной Фергане.

В рамках региональных геотектонических элементов (блоков) выделяются металлогенические зоны, рудные районы, рудные зоны, бассейны соле- и угленакопления и рудные поля, заключающие в себе подавляющее большинство различных полезных ископаемых области.

УДК 553.0(-0)(575.1):551.24(042.2)

В. Г. Гарьковец, В. А. Арапов, В. В. Баранов, А. К. Бухарин, Н. Б. Вольфсон, О. А. Коновалов, В. В. Козырев, А. Г. Хваловский

(Министерство геологии Узбекской ССР)

ОПЫТ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ УЗБЕКИСТАНА НА СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЙ ОСНОВЕ

1. Металлогеническое районирование рассматривается в качестве одного из важнейших элементов прогнозирования условий пространственного размещения месторождений полезных ископаемых. При этом считается, что некоторые закономерности размещения вырисовываются на фоне широких региональных сопоставлений. В связи с этим при металлогеническом районировании Узбекистана используются известные данные и представления о связи Тянь-Шаня с Уралом.

2. Территория Узбекистана рассматривается как часть Урало-Тянь-Шаньского складчатого пояса.

Характерной чертой геологического строения Тянь-Шаня, как и Урала, является зональность их домезозойских структур, выражающаяся в закономерном линейном размещении разновозрастных складчатых сооружений и попарном сходстве слагающих их осадочных и рудно-магматических комплексов. Установление указанного сходства позволило выявить существование сквозных Урало-Тянь-Шаньских металлогенических зон, смещенных в районе Южного Приаралья по ортогональному сдвигу.

В пределах Узбекской части Тянь-Шаня, в направлении с севера на юг, выделяются следующие региональные тектонические структуры II порядка:

а) Средний Тянь-Шань (докембрийский срединный массив, переработанный палеозойскими движениями) с Каратау-Нарынской и Бельтау-Кураминской структурно-формационными зонами;

б) Южный Тянь-Шань (Алай-Кок-Шаальская герцинская складчатая система) с Кара-Чатырской (Северо-Букантауской), Южно-Букантауской, Туркестано-Алайской, Зеравшано-Туркестанской, Зеравшано-Алайской и Южно-Гиссарской структурно-формационными зонами;

в) Гиссаро-Дарвазская складчатая система (докембрийский срединный массив, переработанный палеозойскими движениями) с Байсунской структурно-формационной зоной.

Перечисленные тектонические структуры отчетливо отделяются друг от друга зонами глубинных разломов.

3. Особенности геологического строения указанных структур обусловлены каледонским и герцинским тектоно-магматическими циклами развития. Наиболее отчетливо проявлен последний. В пределах циклов выделяется ряд этапов. Отмечается скольжение отдельных этапов тектоно-магматических циклов в пределах намеченных структурных единиц второго порядка во времени и пространстве.

4. На территории Узбекистана выявлен большой комплекс эндогенной минерализации. Важное промышленное значение имеют золото, медь, вольфрам, свинец, цинк, висмут, флюорит. Широко развиты проявления молибдена, олова, ртути, железа, графита, талька, асбеста и др. В последние годы отмечены находки проявлений платиноидов. Образование перечисленного эндогенного оруденения связывается в основном с герцинскими тектоно-магматическими процессами, хотя не снимается с повестки дня металлогения каледонского цикла.

5. Анализ размещения оруденения на основе разработанной структурно-формационной схемы, с учетом особенностей процессов осадконакопления и магматизма, позволил провести металлогеническое районирование Узбекистана. Выделяются: Средне-Тянь-Шаньский, Южно-Тянь-Шаньский и Гиссаро-Дарвазский металлогенические пояса, в пределах которых металлогенические зоны в общем соответствуют структурно-формационным зонам, а рудные районы — подзонам.

6. В Средне-Тянь-Шаньском металлогеническом поясе выделяются образования каледонского и герцинского циклов. Первые известны лишь в отдельных участках пояса. Они представлены песчано-сланцевыми и карбонатно-терригенными толщами с прослоями эффузивов основного состава раннего этапа ($Cm—S_1$), небольшими телами гранитоидов среднего этапа ($S_2—D_1$) и липарито-андезитовой формацией и сопровождающими ее малыми интрузиями гипабиссального облика позднего этапа (D_{1-2}).

Основная часть площади сложена породами герцинского цикла. Среди них широко развиты карбонатные формации раннего этапа ($D_2—C_1$), липарит-дацит-андезитовая формация и полигенные батолитовые тела гранитоидов среднего этапа (C_{1-2}), а также дацито-андезитовая и липарито-андезитовая формация позднего этапа ($C_2—P_1$) и ассоциирующие с ними небольшие тела гипабиссальных гранитоидов. Предполагается герцинская постконсолидационная активизация, проявленная широким ризвитием аляскитоидно-липаритовой формации ($P_2—T_1$).

Металлогенический облик пояса определяется присутствием практически важных месторождений меди, свинца и цинка,

золота, флюорита, вольфрама, висмута, железа. Значительное развитие имеют проявления алунитов, олова, молибдена. Перечисленный комплекс минерализации представлен пегматитовыми, скарновыми, грейзеновыми и гидротермальными типами. Наибольшее развитие имеют скарновые и гидротермальные типы. Значительная роль в формировании некоторых типов эндогенной минерализации принадлежит поствулканическим процессам.

По особенностям геологического развития и металлогении в пределах Средне-Тянь-Шаньского пояса выделяются Каратау-Нарынская, Бельтау-Кураминская металлогенические зоны.

7. В Южно-Тянь-Шаньском металлогеническом поясе широко развиты геосинклинальные формации каледонского (C_m—S_1) и герцинского (S_2—C_1) циклов. Среди них выделяются терригенные, карбонатно-терригенные, карбонатные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные формации. Последние представлены преимущественно вулканитами основного состава с подчиненным развитием кислых дифференциатов основной магмы. Интрузивный магматизм характеризуется присутствием небольших тел ультрабазитов, развитых вместе с вулканитами вдоль зон глубинных разломов. Предполагается возможность выявления гранитоидов габбровой формации.

Образования инверсионного этапа развития герцинского цикла (C_1—C_3) представлены карбонатно-терригенными, молассоидными, вулканогенно-осадочными и вулканогенными формациями, имеющими подчиненное развитие по сравнению с формациями предудущего этапа, а таже многочисленными телами гранитоидных интрузий. Вулканогенные формации сложены вулканитами основного состава. В размещении магматических образований также намечается связь с зонами глубинных разломов и складчатостью.

Поздний этап герцинского цикла характеризуется молассоидами пермского возраста, имеющими локальное развитие.

Основные черты металлогении Южно-Тянь-Шаньского пояса определяются широким развитием месторождений и проявлений золота, вольфрама, ртути, олова. Наряду с перечисленными встречаются проявления меди, молибдена, никеля, кобальта, хрома, платиноидов, марганца, асбеста, талька и графита.

Указанные месторождения и проявления представлены теми же генетическими типами, что и в Средне-Тянь-Шаньском поясе, а также осадочно-эксгаляционными образованиями. По особенностям геологического и металлогенического развития выделяются 6 линейно вытянутых металлогенических

зон, в общем совпадающих пространственно с намеченными структурно-формационными зонами.

Следует отметить, что наибольшим распространением в Южно-Тянь-Шаньском металлогеническом поясе пользуется золоторудная минерализация, встречающаяся почти во всех выделенных зонах, в то время как ртутная и вольфрамовая минерализация встречается преимущественно в центральных металлогенических зонах пояса.

8. В пределах Гиссаро-Дарвазского металлогенического пояса на территории республики выделяется Байсунский рудный район, характеризующийся развитием глубоко метаморфизованных толщ докембрия и образованиями средних и поздних этапов герцинского цикла. Среди последних основное развитие имеют вулканогенно-осадочные и вулканогенные формации (C_1—P). Среди вулканитов преобладают кислые и средние разности при подчиненном распространении основных; многочисленны кислые субвулканические тела. Основная масса вулканитов приурочена к линейным депрессионным структурам, а субвулканиты—к окраинам этих структур, к ограничивающим их разломам. Небольшое распространение имеют гранитоидные тела среднего этапа, также контролируемые зонами разломов.

Главное значение для рудного района имеют колчеданно-полиметаллические месторождения и рудопроявления, образующие ряд рудных узлов и полей вдоль глубинных разломов, ограничивающих депрессионные структуры. Наряду со свинцом и цинком в пределах этих полей отмечается медная и золотая минерализация. На территории района отмечаются также проявления железа и флюорита. Характерна тесная пространственная связь колчеданно-полиметаллического оруденения с вулканитами нижнего карбона и перми.

УДК 553.0(235.216-14) (042.2)

И. Е. Гамалеев

(Узбекский геофизический трест)

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

1. Западные отроги Туркестанского, Зеравшанского, Гиссарского хребтов в пределах Узбекистана составляют юго-западную часть Южного Тянь-Шаня.

В результате тематических работ составлена прогнозно-ме-

таллогеническая карта. На карте показаны осадочно-рудоносные и эндогенные рудные формации, оконтурены рудные поля, которые объединены в рудные зоны, последние — в рудные пояса и горизонты. Детальное изучение площади позволило наметить основные черты металлогении.

2. Площадь Южного Тянь-Шаня в палеозойское время представляла геосинклинальную область и субплатформу в мезокайнозое. В первой выделяются Гиссарский срединный массив, первичные силуро-девонские, вторичные — нижне-среднекарбоновые и поздне-верхнекарбоновые — пермские прогибы. Описываемый район замечателен тем, что в пределах его наблюдаются месторождения каледонского, герцинского, киммерийского и альпийского периодов минерализации.

3. *Каледонский* период минерализации—отрезок геологического времени, отвечающий одноименному тектоно-магматическому циклу, который характеризуется незавершенным развитием с редуцированными средним и поздним этапами. Для раннего этапа характерны спилитовая и кварц-порфировая формации силуро-девонского магматического комплекса. С этим магматическим комплексом связана повышенная концентрация меди, молибдена, ванадия, марганца в горизонте, протягивающемся между верхним и нижним силуром, на западном окончании Туркестанского хребта.

Оруденение с признаками уральского медно-колчеданного типа. В Зеравшанском хребте ему соответствует марганценосный горизонт, выделенный В. С. Чекуновым. Рудоконтролирующими структурами являются первичные геосинклинальные прогибы.

4. *Герцинский* период минералообразования в историческом развитии юго-западной части Южного Тянь-Шаня характеризуется геосинклинальным режимом, унаследованным от каледонского цикла. Граница геосинклинальной области сузилась. По периферии срединного массива возникли вторичные прогибы. В верхнем палеозое произошло общее поднятие и осушение палеозойской геосинклинальной области.

В раннем этапе сформировались породы нижне-средне-карбонового магматического комплекса, представленного габбро-пироксен-перидотитовой и диабаз-порфиритовой формациями. К этому комплексу относятся добатолитовые плагиограниты. Породы первой магматической формации приурочены к глубинным разломам, ограничивающим вторичные унаследованные прогибы. Их сопровождают рудные формации никеля, хрома, титана и платины. Породы второй магматической формации приурочены к вторичным прогибам, образовавшимся по периферии срединного массива. С ними ассоциируют колчеданно-

полиметаллическая, вторично-кварцито-золоторудная формации. Выделены три колчеданно-полиметаллические зоны, контуры их совпадают с контурами вторичных прогибов.

Научный и практический интерес представляет Дуузахский вторичный прогиб, расположенный на северо-востоке срединного массива, выполненный карбонатно-эффузивными отложениями C_1—C_2, прорванными добатолитовыми плагиогранитами, гранитами батолитового этапа и послебатолитовыми малыми интрузиями. В этом прогибе выявлены месторождения и рудопроявления железа, меди, которые составляют Тамшут-Шатрутскую железо-медную зону. Предварительно намечается два типа железных руд: плагиоклаз-магнетитовый и скарново-магнетитовый (добатолитовый, батолитовый и, возможно, послебатолитовый). Тамшут-Шатрутская рудная зона, по схеме металлогенического районирования В. Г. Гарьковец (1967), входит в пределы Магнитогорск-Гиссарской региональной зоны.

Средний этап характеризуется внедрением батолитовых интрузий. Их сопровождают скарново-шеелитовая, пегматитовая и другие рудные формации. Они составляют Зеравшано-Гиссарский редкометальный пояс (W, Sn, Mo), протягивающийся в северо-западном направлении по границе между геосинклинальной зоной и срединным массивом. В пределах пояса выделяются магиан-ургутская и южная золото-мышьяковая зоны. Золото-мышьяковое оруденение приурочено к апикальным частям интрузивов.

С поздним этапом связаны проявления наземного вулканизма и внедрение небольших интрузий различного состава. Их сопровождают кварц-полиметаллическая и флюоритовая рудные формации. Рудоконтролирующими структурами являются поздние прогибы и разломы. Для позднего этапа характерны также ртутные и сурьмяные рудные формации, но связь оруденения с магматизмом не установлена.

В Южном Тянь-Шане параллельно протягиваются два ртутно-сурьмяных пояса: Гиссаро-Зеравшанский и Южно-Ферганский. По мнению Н. М. Синицына, региональными рудоконтролирующими структурами на ртуть и сурьму являются обновленные глубинные разломы, наблюдающиеся по границе между поднятиями и прогибами.

5. *Киммерийский период* минералообразования представлен карбонат-полиметаллической, верхнеюрской галогенной и нижнеюрской угленосной формациями. Проявление магматизма в этот период не установлено.

Выделены мезозойский бокситоносный и угленосный горизонт, протягивающийся по контакту между палеозоем и мезозоем в Гиссарском хребте и гипсо-соленосный горизонт с повы-

шенной концентрацией фтора, приуроченный к верхнеюрским отложениями. Образование последних связано с аридным типом литогенеза.

6. *Альпийский период* минералообразования характеризуется меловой медистой, меловой свинцово-цинковой, сенонской фосфоритовой, палеоген-целестиновой формациями. Месторождения этого периода пока не разрабатываются. А. И. Попов и другие в Южном Тянь-Шане выделяют меловой меденосный пояс. Оруденение меди тяготеет к красноцветной формации.

7. Результаты проведенных исследований подтверждают существующие теоретические представления о направленной эволюции тектоно-магматического цикла. Установлено, что развитие палеозойской геосинклинальной области в Южном Тянь-Шане происходило в течение каледонского и герцинского тектоно-магматических циклов. Полицикличное развитие геосинклинали также является направленным.

Каледонский тектоно-магматический цикл характеризуется незавершенным развитием. Отмечается редуцированность среднего и конечного этапов. Герцинский тектоно-магматический цикл отличается от первого полнотой развития всех этапов.

Для начальных этапов характерны колчеданно-полиметаллические и железорудные, для среднего этапа — редкометальные и золото-мышьяковые, для позднего этапа — кварц-полиметаллические, флюоритовые и сурьмяно-ртутные рудные формации.

УДК [553.0+552.3](235.216-14) (042.2)

И. М. Исамухамедов, Р. Б. Баратов, Б. Ф. Василевский, П. Д. Купченко, М. С. Султанов

(Институт геологии АН Таджикской ССР)

ГЛАВНЕЙШИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАЛЛОГЕНИИ И МАГМАТИЗМА ГИССАРСКОГО ХРЕБТА

Различия в развитии отдельных частей Гиссарского хребта в среднем и особенно в верхнем палеозое явились основанием для выделения на его площади двух структурно-фациальных зон: Южно-Гиссарской и Зеравшано-Гиссарской (Виноградов, Овчинников, 1959).

В настоящее время в пределах Южно-Гиссарской зоны выделяются:

1. Докембрийский комплекс основных эффузивов, представленный ортоамфиболитами.

2. Докарбоновый (нижне-среднедевонский) гранитоидный комплекс, сформировавшийся в три последовательные интрузивные фазы, соответственно представленные кварцевыми диоритами, двуслюдяными гранитами и аплитовидными гранитами.

3. Нижнекарбоновый комплекс средних и основных эффузивов и субвулканических тел (кварцевых порфиров, дацит-порфиров, андезитовых и диабазовых порфиритов).

4. Нижнекарбоновый комплекс ультрабазитов (серпентиниты, пироксениты и др.).

5. Среднекарбоновый комплекс средних эффузивов (андезитовых порфиритов, их туфов).

6. Средне-верхнекарбоновый интрузивный комплекс, сформировавшийся в четыре последовательные фазы, соответственно представленные породами формаций габбро, кварцевых диоритов, крупнозернистых гранитов и аплитовидных гранитов.

7. Верхнекарбоновый—нижнепермский комплекс средних, основных и кислых эффузивов и субвулканических тел (андезитовые и диабазовые порфириты, кварцевые порфиры).

8. Верхнепермский-нижнетриасовый комплекс эффузивов и субвулканических тел и даек кислого, среднего, основного и щелочного составов (кварцевых порфиров, дацит-порфиров, гранит и гранодиорит-порфиров, диабазов, габбро-диабазов и щелочных габбро).

Металлогенический профиль Южно-Гиссарской зоны обусловлен наличием многочисленных проявлений флюоритовой, полиметаллической, редкометальной (W, Sn) и железорудной минерализации. В пределах зоны, в порядке возрастной последовательности выделяются следующие рудные пояса: а) Южно-Гиссарский (Гиссаро-Каратегинский) скарновый железо-редкометальный (W, Sn) пояс, б) Оджукская зона развития хрусталеносных и редкометальных пегматитов, в) Южно-Гиссарский пояс, содержащий сложный комплекс полезных ископаемых — флюорит, сульфиды свинца, железа, меди и мышьяка, гематит и др.

Многие месторождения и рудопроявления в пределах Южно-Гиссарского полиметаллического пояса контролируются зонами нарушений, оперяющих Гиссарский глубинный разлом. Локализуются же они в химически наиболее активных и относительно более пористых породах (туфогенных и карбонатных), часто вблизи узлов пересечения этих зон нарушения.

Северный склон Гиссарского хребта (Зеравшано-Гиссарская зона) отличается от южного по особенностям тектони-

ческого развития, осадконакопления, магматизма и металлогении — типичная геосинклинальная зона, сложенная главным образом среднепалеозойскими карбонатно-сланцевыми толщами. Магматические образования слагают не более 10—12% их площади, причем преобладают небольшие штоки гранитоидов, менее развиты пластовые и дайкообразные интрузии базитов и штокообразные тела щелочных пород; крайне незначительным распространением пользуются вулканогенные образования, представленные преимущественно эффузивами и туфами основного и среднего состава. Металлогенический облик северного склона Гиссарского хребта (Зеравшано-Гиссарская структурно-фациальная зона) определяется широким развитием телетермальных месторождений сурьмы и ртути, менее распространена скарново-золото-редкометальная минерализация. Здесь выделяются следующие металлогенические пояса: а) Зеравшано-Гиссарский скарновый золото-редкометальный (W, Sn), б) Зеравшано-Гиссарский ртутно-сурьмяный.

УДК 553.44(235.216-14)(042.2)

О. И. Черных, А. В. Головченко, Т. Ш. Шаякубов
(Министерство геологии Узбекской ССР)

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ ГИССАРСКОГО КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО РАЙОНА

1. Геологические особенности региона определяются его положением на стыке подвижного краевого прогиба Южно-Тянь-Шаньской геосинклинали с Байсунским срединным массивом. Особенностью металлогении является широкое развитие на юге колчеданно-полиметаллического оруденения.

Рассматриваемая территория охватывает западное окончание Гиссарского хребта и его юго-западные отроги в пределах юга Узбекистана. Горный Гиссар входит в Южно-Гиссарскую структурно-формационную зону Алай-Кокшаальской, а его юго-западные отроги представляют Байсунскую структурно-формационную зону Гиссаро-Дарвазской складчатой системы Южного Тянь-Шаня. Каждая структурно-формационная зона подразделена на три подзоны, в пределах последних выделены тектонические районы.

2. Структура комплекса пород Южного Гиссара четырехэтажная, а Байсунской зоны — трехэтажная. Нижний этаж — докембрийский (кристаллический фундамент) — сложен гнейсами и кристаллическими сланцами. Средний — каледонс-

кий — объединяет карбонатные и терригенные толщи нижнего палеозоя (Южный Гиссар). Герцинский этаж объединяет терригенные, карбонатные, эффузивные и эффузивно-осадочные толщи девона — нижнего триаса, прорванные средне- и верхнепалеозойскими гранитоидами. В нем локализована основная часть эндогенных проявлений. Важное влияние на размещение оруденения оказали отложения нижнего карбона. Наиболее продуктивной является вулканогенно-осадочная толща C_1v_2-n_1, в которой размещается около 70% всех известных в регионе рудопроявлений. Литологической особенностью разреза этой толщи является ее слоистое строение и преобладание эффузивных и эффузивно-осадочных пород над терригенными и карбонатными (54%, 33%, 13%). Верхний этаж — мезо-кайнозойский (платформенный чехол) — сложен континентально-лагунными и морскими осадками.

3. В современном эрозионном срезе более 54% домезозойских пород рассматриваемой площади представлено герцинскими гранитоидами, на отложения докембрия приходится 11%, нижнего палеозоя — 1,5%, девона — 1,1%, нижнего карбона — 12,5%, верхнего карбона и перми — 3,7%. При этом наиболее перспективная для рудоотложения вулканогенно-осадочная толща слагает не более 4,5% площади региона.

4. Все известные рудопроявления сформированы в герцинскую металлогеническую эпоху. Постмагматический процесс связан с консолидацией региона, проявился вслед за главной фазой складчатости и внедрением гранитоидов Гиссарского батолита в конце герцинского тектоно-магматического цикла и имеет стадийный, пульсирующий характер. Рудопроявления имеют генетическую близость, характеризуются последовательным образованием минеральных комплексов, наличием рудопроявлений переходных типов и общностью состава элементов-примесей.

С нижнекарбоновыми интрузиями ультраосновного состава связаны магматогенные рудопроявления акцессорно-вкрапленных руд в ультрабазитах (хромито-никель-кобальтовая и хромито-платиноидная формации). Их размещение контролируется Гиссаро-Байсунским глубинным разломом в области сочленения Южно-Гиссарского краевого прогиба и Байсунского срединного массива. Пегматитовые рудопроявления в регионе представлены формациями редкометальных, редкоземельных и мусковитовых пегматитов, связанных с аляскитовыми гранитами верхнекарбонового комплекса. Контактово-метасоматические рудопроявления (скарново-магнетитовой, молибденитовой, шеелитовой, медно-колчеданной и полиметаллической формаций) пространственно тяготеют к контактам верхне-

карбоновых интрузивов с карбонатными породами. В последующие раннеокисную и щелочную стадии формировались грейзены, вторичные кварциты. Гидротермальные растворы этих стадий в зависимости от состава боковых пород образовывали либо переотложенные сульфидные никель-кобальтовые руды с хризотил-асбестом в серпентинитах, либо зоны грейзенов в гранитоидах, либо зоны вторичных кварцитов в кислых эффузивах.

Группа грейзен-редкометальных формаций объединяет рудопроявления олова, вольтрама и молибдена в грейзенах и зонах грейзенизации, размещающихся преимущественно в апикальных частях штокообразных тел пермских лейкократовых гранитов. Проявления вторичных кварцитов представлены залежами пирофиллитов, а группа кварц-сульфидных формаций — рудопроявлениями арсенопирита, полиметаллов, золота и гематита, локализованных в виде жильных тел в зонах разломов и дробления по периферии субвулканических и жерловых тел кварцевых порфиров перми. Вслед за кварц-сульфидными, в промежутке между внедрением кислых и щелочных даек, образовывались рудопроявления колчеданно-полиметаллических руд, контролируемые зоной глубоко заложенного эффузивного разлома. Низкотемпературные проявления кварц-карбонат-барит-флюорит-полиметаллической и сидерит-золоторудной формации, локализованные в зонах трещиноватости, сформировались в конце верхнепалеозойской металлогенической эпохи, после внедрения щелочных даек нижнетриасового возраста. Приведенная последовательность гипогенного минералообразования и изменение петрографического состава интрузивных образований от основных к кислым в общем соответствует эволюции глубокого очага. Пространственное обособление рудопроявлений отдельных формаций, их приуроченность к разрывам определенных направлений, пестрота минеральных комплексов, преобладание одного или группы минералов объясняется, по-видимому, геохимическими особенностями постмагматического процесса, структурными особенностями участков, разнообразием литологического состава вмещающих пород и изменением плана деформации во времени.

5. Исследованиями коллектива геологов Министерства геологии Узб. ССР регион отнесен к Южно-Гиссарской металлогенической подзоне Гиссаро-Магнитогорской зоны Урало-Тянь-Шаня, в которой выделены северный (редкометальный) и южный (полиметаллический) рудные районы. Согласно проведенному коллективом Министерства геологии Узб. ССР геологическому районированию региона, первый из них охватывает Южно-Гиссарскую, а полиметаллический — Байсун-

скую структурно-формационную зоны. В Южно-Гиссарском редкометальном районе выделены три рудоносные зоны: 1) редкометально-пегматитовая, по северной окраине которой размещается сурьмяно-арсенопиритовое оруденение; 2) редкоэлементных пегматитов и проявлений грейзен-редкометальных формаций; 3) магматогенных хромит-никелиевых и хромит-платиноидных рудопроявлений, контролируемых Гиссаро-Байсунским глубинным разломом, и контактово-метасоматических рудопроявлений (скарново-магнетитовой, молибденитовой, шеелитовой, медноколчеданной), реже грейзен-редкометальной и кварц-сульфидной формаций. Выделенные рудоносные зоны соответственно соизмеримы с северной, центральной и южной структурно-формационными подзонами Южного Гиссара.

В Байсунском полиметаллическом районе выделяется четыре рудоносные зоны: 4) зона колчеданно-полиметаллических рудопроявлений, локализованных вблизи эффузивного разлома; 5) зона рудопроявлений грейзен-редкометальной и кварц-сульфидной формаций; 3) зона кварц-сульфидных, преимущественно арсенопиритовых рудопроявлений, контролируемых Ходжир-Булакским глубинным разломом; 7) Кугитангская зона контактово-метасоматических рудопроявлений (скарново-магнетовой, шеелитовой, полиметаллической формаций). Выделенные рудоносные зоны соответственно размещаются: первая—в северном окраинном прогибе, вторая—по периферии центрального стабильного ядра массива, третья — в южном внутреннем прогибе Байсунской структурно-формационной зоны. Место Кугитангской рудоносной зоны в герцинской структуре региона неясное.

6. Анализ соотношений структурно-формационных и металлогенических единиц в регионе покзывает, что складчатая система соответствует металлогенической подзоне, структурно-формационная зона — металлогеническому (рудному) району, структурная подзона — рудоносной зоне, тектонический район — рудному узлу, участок тектонического района — рудному полю. Это указывает на то, что выделенные в регионе металлогенические единицы на один порядок крупнее структурно-формационных.

УДК 553.0(-0) (575.1-13) (042.2)

П. В. Панкратьев, А. В. Покровский, Ю. В. Михайлова
(Институт геологии и геофизики АН Узбекской ССР)

РЕГИОНАЛЬНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ЮЖНОГО УЗБЕКИСТАНА

1. Южный Узбекистан, включающий западную часть Гиссарского хребта (до границы с Таджикистаном) и его юго-западные отроги, в структурно-тектоническом отношении делится на три зоны: Северную субгеосинклинальную, Центральную — Гиссарский срединный массив (Юго-Западный Гиссар) и Южную — Кугитангскую герцинскую. Они отличаются особенностями геологического строения, развития и металлогении.

2. Герцинская субгеосинклинальная зона охватывает южный склон Гиссарского хребта и вытянута в широтном направлении. В ней формировались мощные кембро-ордовикские, силур-девонские и нижнекарбоновые терригенные осадки, среднекарбоновые основные эффузивы и их туфы. В средне-верхнекарбоновое время происходит складчатость и внедрение сложного многофазового гранитоидного батолита (И. М. Исамухамедов). В верхнем и среднем карбоне накапливалась флишевая формация. В нижней перми внедряются гранитоидные гипабиссальные и субвулканические интрузии и проявляется интенсивная поверхностная вулканическая деятельность (порфировая формация), характерные для заключительных этапов развития подвижных зон.

Для зоны характерно развитие формаций редкометальных и редкоземельных пегматитов, скарново-шеелитовой и кварц-серицит-молибденовой, связанных с гранитоидами средне-верхнекарбонового комплекса. В южной части зоны, примыкающей к краевому глубинному разлому, размещаются скарново-пирит-пирротиновая и скарново-магнетит-гематитовая формации.

Металлоносность площадей распространения метаморфических сланцев среднего палеозоя и вулканогенных формаций базальтоидного комплекса C_{1-2} изучена недостаточно. Вместе с тем наличие признаков гидротермальной минерализации в них, а также фиксация медно-колчеданного оруденения (р. Кштут) и условия их формирования, характерные для начальных этапов развития подвижных зон, дают основание полагать, что район перспективен и на медно-колчеданное оруденение уральского типа.

3. Гиссарский срединный массив представляет собой кале-

донскую геосинклиналь. Для него характерно широкое развитие выходов докембрийского фундамента, донижнекарбоновых гранитоидов, визенаморских вулканогенно-осадочных образований (фальзиты, кварцевые порфиры, липарит-дацитовые порфиры, андезитовые порфириты и их туфы); интрузии варисских гранитоидов развиты ограниченно. Так же, как и в Южном Гиссаре, здесь в верхнем карбоне формируется флишевая формация, а затем внедряются гранитоидные гипабиссальные малые интрузии и дайки разного состава. Характерно, что срединный массив оформляется в тесном взаимодействии с прилегающими к нему с севера и юга субгеосинклинальными зонами. В результате, в начале наблюдается существенное влияние массива на развитие подвижных зон, а затем (с нижнего карбона) — зон на массив (Покровский, 1963).

Герцинская эндогенная металлогения является следствием активизации срединного массива в среднем и верхнем палеозое. В пределах этой зоны наиболее широко развито семейство колчеданных и полиметаллических формаций в связи с визенамюрским вулканизмом[1]. Колчеданно-полиметаллическое оруденение особенно интенсивно проявилось в северном и юго-восточном окраинных прогибах и локализовано в зонах субширотных разломов с линейным проявлением кварц-порфировой субвулканической формации. Наиболее значительные по масштабу месторождения сконцентрированы вдоль Чакчар-Белауты-Хандизинского разлома (Василевский, 1963).

В целом отличительными особенностями колчеданно-полиметаллического оруденения Юго-Западного Гиссара являются: связь с мелководным и наземным вулканизмом, полиметаллический состав руд, ярко выраженные признаки их эпигенетичности и связь с разрывными дислокациями, которые вызваны, вероятнее всего, отклонениями особенностей геологического развития зоны от типичных эвгеосинклинальных условий (Иванов, 1964).

С субмеридиональными зонами разрывных нарушений, к которым тяготеют пермские гранодиорит-порфировые малые интрузии (г. Сурхантау), связано проявление кварц-халькопиритового оруденения, имеющее большое сходство с медно-порфировым (И. Х. Хамрабаев).

4. Кугитангская зона в геологическом и металлогеническом отношении имеет большое сходство с Южно-Гиссарской. Здесь также широко развита формация редкометальных пегматитов, скарново-магнетит-гематитовая, кварц-шеелит-молибдени-

[1] Верхняя возрастная граница окончательно не установлена.

товая. Отличительной особенностью ее является широкое распространение на западном склоне г. Кугитангтау альпийских низкотемпературных свинцово-цинковых и ртутных рудопроявлений. Их развитие обусловлено, вероятно, влиянием с юга альпийской геосинклинальной области.

5. Северная и южная границы срединного массива с субгеосинклинальными зонами совпадают с глубинными разломами — Юго-Западно-Гиссарским (Покровский, 1963) и Бадавинским. С ранними этапами развития зон разломов связано внедрение ультраосновных пород нижнекарбонового возраста. Последующие движения вдоль разломов приводят к излияниям основной и кислой магм (Бадавинский разлом). В период формирования варисского интрузивного комплекса к краевому глубинному разлому Юго-Западного Гиссара были приурочены гранитоидные интрузии Хурсантагского, Мачитлинского и других массивов. С серпентизированными ультрабазитами ассоциируют сульфидно-никелевая, хромитовая и платиноидная минерализации.

6. Выявленная регионально-металлогеническая зональность и спецификация отдельных зон Южного Узбекистана, подобно другим регионам (Смирнов, 1962; Твалчрелидзе, 1966 и др.), обусловлена направленностью геологического развития и рудообразования и преимущественным проявлением того или иного их этапа.

УДК 553.062/.067 (575.3) (042.2)

Л. Н. Афиногенова, Р. Б. Баратов, Е. Г. Краснов, К. И. Литвиненко

(Институт геологии АН Таджикской ССР, Управление геологии Таджикской ССР)

ЭНДОГЕННАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ ТАДЖИКИСТАНА

1. Эндогенные процессы, обусловившие образование рудных месторождений, проявились на территории Таджикистана в трех регионах: Северном и Центральном Таджикистане и на Памире. В Южно-Таджикской депресии известны мелкие проявления полиметаллов, эндогенный характер которых сомнителен. В настоящей работе они не рассматриваются.

2. Площадь Северного Таджикистана охватывает южный склон Кураминского хребта, юго-западную его оконечность и горы Могол-тау, относящиеся к Кураминской подзоне Чаткало-Нарынской структурно-фациальной зоны Тянь-Шаня.

3. В формировании района выделяются 3 цикла: каледонский, герцинский и альпийский; соответствующие им комплексы пород образуют 3 структурных этажа. Нижний представлен интенсивно-метаморфизованными и дислоцированными песчаниками, сланцами и эффузивами, прорванными интрузиями кислого и среднего состава. Средний структурный этаж разделяется на 2 яруса. Нижний представлен песчано-карбонатными отложениями D_2—C_1, верхний эффузивно-осадочными образованиями C_2—T_1. Породы, слагающие этаж, смяты в пологие складки и прорваны интрузиями преимущественно кислого состава. Метаморфизм проявлен вдоль отдельных структурных линий. Верхний структурный этаж представлен осадками мела — палеогена. Породы залегают почти горизонтально, в них отсутствуют следы гидротермальной деятельности и метаморфизма.

4. Интрузивная деятельность проявилась в предживетское время (неокаледонская фаза) и в герцинский цикл тектогенеза. В связи с последним выделяются предакчинский (C_2), предшурабсайский (P_1) и послекызылнуринский (T_1) интрузивные комплексы [1]. Наиболее интенсивно интрузивная деятельность проявилась в среднем карбоне во время наиболее значительной фазы складкообразования, когда были сформированы крупные массивы гранодиоритового состава и сопровождающие их более мелкие интрузии.

5. Гидротермальный процесс проявился в завершающие этапы герцинского тектогенеза. В пределах нижнего яруса среднего структурного этажа преимущественное развитие получили скарновые месторождения: магнетитовые, шеелитовые, молибденитовые, полиметаллические. Верхний ярус вмещает кварц-золоторудные, кварц-железоблесковые, медно-висмутовые, кварц-карбонат-полиметаллические, кварц-флюоритовые, серебро-свинцовые и кварц-барит-карбонат-гематитовые проявления.

4. По вопросу связи гидротермальной деятельности с магматизмом не существует единого мнения. Х. М. Абдуллаев, Ф. Ш. Раджабов и другие считают, что отдельные рудные формации генетически связаны с различными этапами внедрения интрузии. А. В. Королев, В. Э. Поярков, Ю. С. Шихин предполагают, что гидротермальный процесс развивался после завершения магматизма, являясь новым, качественно отличным этапом развития района.

7. Собранные в настоящее время материалы свидетель-

[1] Рядом исследователей выделяются также преднадакский, предоясайский и предравашский комплексы.

ствуют о том, что гидротермы имели место как в период магматической деятельности, так и после ее завершения. Первое подтверждается находками гальки магнетита, кварца, турмалина в конгломератах, подстилающих нижне-(верхне?) пермские интрузивы; наличием обломков с кварцевыми и кварц-сульфидными прожилками, цементируемых нижнетриасовыми дайками; пересечениями отдельных типов скарнов и кварц-золоторудных жил молодыми дайками. Более точно датировать время проявления ранних гидротерм и установить их связь с интрузиями затруднительно.

8. В пределах большинства изученных в настоящее время месторождений проявления древних (интрамагматических) гидромерм завуалированы постмагматическими процессами, подавляющая масса руд связана с гидротермами, имеющими возраст более молодой, чем наиболее юные магматические образования. Внутриинтрузивный возраст рудогенеза достоверно установлен для ряда кварцево-золоторудных жил (месторождение Школьное) и остается спорным для скарново-магнетитовых месторождений.

9. Основными факторами распределения минерализации являются структурный и литолого-стратиграфический.

10. Размещение месторождений контролируется разрывными структурами, заложение которых произошло в начале или середине формирования среднего структурного этажа. Руды локализуются непосредственно в подобных структурах или в оперяющих их более мелких разделах.

11. Рудные комплексы размещаются зонально, причем отмечается смена наиболее молодых (низкотемпературных) наиболее древними (высокотемпературными) комплексами по мере удаления от поверхности, существовавшей в период рудообразования (поверхность предмелового пенеплена), и по мере приближения к рудоконтролирующим структурам. В пределах Канимансурско-Караташкотанского рудного поля последовательность распределения минеральных комплексов следующая (от пенеплена на глубину) — кварц-карбонат-баритгематитовая, серебро-свинцовая, кварц-карбонат-полиметаллическая, медно-висмутовая, кварц-железоблесковая формации. В Окуртауском рудном поле, по мере удаления от рудоконтролирующих структур, состав руд меняется следующим образом: скарны с магнетитом, сфалеритом, халькопиротом, скарны со сфалеритом, халькопиритом, галенитом (преобладает сфалерит), тот же тип руд, но с преобладанием галенита, карбонатные жилы с галенитом.

12. Литологические и петрохимические особенности пород

следующим образом определяют размещение руд: а) скарново-рудные месторождения размещаются в контактах карбонатных и силикатных пород; б) кварц-флюоритовые наиболее типичны для магматогенных пород умеренно-кислого и среднего состава; в) серебро-свинцовые руды предпочтительно локализуются в туфо-эффузивных образованиях кислого состава. Для прочих типов оруденения таких связей не установлено.

13. Часто размещение оруденения определяется типом разреза в целом. Характер последнего различен в пределах отдельных тектонических блоков. Особенно интересны в этом случае «поглощающие» и экранирующие толщи. Первые (например, карбонатные отложения D_2—C_1), будучи компетентными для рудоотложения, оставляют в своих пределах подавляющую часть тяжелых металлов, содержащихся в гидротермах. Разрез выше их практически безруден. Вторые, вследствие плотности или слабой тектонической подготовки, имеют пониженную проницаемость, преграждая путь гидротермам. Руды локализуются ниже их, почти не проникая в породы экранирующей и вышележащих толщ (кварцевые порфиры T_1). Следует отметить, что осадконакопление и развитие разрывных структур в различных тектонических блоках шло по разным планам: одни и те же толщи могут быть то экранирующими, то рудовмещающими (андезитовые порфириты P_1 являются экраном в пределах Кошмагатского рудного поля и рудовмещающими в пределах Канимансурско-Караташкотанского).

14. Противоречивое освещение ряда вопросов о возрасте оруденения, источниках гидротерм, связи оруденения с интрузиями и т. д. обусловлено, в первую очередь, недостаточной изученностью стратиграфии, магматизма, истории развития структуры района и гидротермального процесса.

15. Центральный Таджикистан (территория, охватывающая Туркестанский, Зеравшанский, Гиссарский и Каратегинский хребты в границах Таджикской ССР) представляет собой металлогеническую провинцию, являющуюся составной частью герцинского металлогенического пояса Южного Тянь-Шаня.

16. В рассматриваемом регионе выделяются две металлогенические эпохи: герцинская и альпийская. Первая отвечает герцинскому тектоно-магматическому циклу и является основной. Вторая связана с платформенным этапом развития территории, охватывающим промежуток времени от T_1 по P, и активизацией палеозойских разломов, последовавшей в послепалеогеновое время в связи с начавшимся орогенезом. Указанные разломы контролируют размещение минерализации телетермального типа.

17. На территории Памира выделяются две разновозрастные складчатые зоны: 1. Северопамирская палеозойская, относящаяся к Куэнь-луньской складчатой системе, и 2. Альпийская Центрального и Юго-Восточного Памира, относящаяся к Каракорумской складчатой системе.

18. Геосинклинальное развитие Северного Памира относится к периоду от кембрия по пермь включительно. В этой зоне выделяются металлогенические зоны раннего C_1, среднего C_2—Т и позднего — конечного этапов развития. В альпийской зоне выделены две металлогенические зоны 1 порядка — Центральный и Юго-Восточный Памир с преимущественным развитием гранитоидного магматизма и рудной минерализации средних и поздних этапов.

19. Различия между Центральным и Юго-Восточным Памиром заключаются в большей интенсивности тектонических движений в последней зоне и обусловленной этим дифференциации магматических и рудных формаций в течение длительного времени (средне-поздние этапы), тогда как в зоне Центрального Памира близкая редкометальная минерализация проявляется в конце поздних этапов в связи с замыканием остаточного прогиба, а средние этапы предположительно заканчиваются внедрением небольших массивов гранитоидов среднего состава.

20. Для альпийской зоны характерно скольжение во времени внедрения редкометальных гранитоидов, завершающих развитие частных прогибов в юрское время (Рушанско-Пшартоский прогиб), меловое время (Юго-Восточно-Памирский прогиб) и в палеогеновое время (Центрально-Памирский прогиб).

21. Рассматривая металлогенические особенности Таджикистана в целом, необходимо отметить закономерное нарастание тектонической активности альпийского времени с севера на юг (для Южного Памира альпийский цикл является основным орогеническим), а соответственно и появление в Южном Тянь-Шане и на Памире эндогенных рудных образований соответствующего возраста.

22. Многофазность эндогенного рудного процесса в Южном Тянь-Шане и на Памире обусловила значительно большее разнообразие эндогенной минерализации по сравнению с Северным Таджикистаном, где рудный процесс проявился практически однофазно.

УДК 912 : 553.0(235.216) (042.2)

К. Л. Бабаев, В. Г. Буров, В. В. Вировец, А. Б. Габелко, Е. М. Головин, С. И. Ибадуллаев, К. И. Литвиненко, И. Э. Марниц, В. Д. Отрощенко, Л. З. Палей А. Д. Шмулевич

(САИГИМС)

(Управление геологии Киргизской ССР, Управление геологии Таджикской ССР)

КОМПЛЕКСНАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ КАРТА ТЯНЬ-ШАНЯ

1. Комплексная металлогеническая карта обобщает большой фактический материал по важнейшим видам полезных ископаемых Средней Азии. Она составляется большим коллективом исследователей САИГИМСа, Управлений геологии Киргизии и Таджикистана на основе ранее составленных пометальных металлогенических и прогнозных карт разных масштабов.

2. Ведущим принципом составления карты является анализ истории геологического развития региона на основе неравномерного, стадийного и цикличного формирования отдельных его частей, а также единства и преемственности главнейших геологических и рудообразующих процессов.

3. Геологической основой металлогенической карты является комплекс специализированных карт. Среди них карта тектонического районирования и структурно-формационных комплексов. Она отражает строение реально наблюдаемых складчатых структур, возникших из геосинклинальных систем (прогибов) прошлых эпох в результате складчатости и орогенеза.

Наиболее крупными категориями районирования являются складчатые пояса, подразделяемые на складчатые области и зоны. На карте кроме того отражены: структурные этажи (докаледонский, каледонский, герцинский и киммеридо-альпийский), срединные массивы, структуры поздних наложенных прогибов (эпикаледонских и эпигерцинских), элементы пликативной и дизъюнктивной тектоники.

Карта сопровождается историко-геологическими схемами, отражающими палеокинематические особенности развития складчатых зон: режимы и этапность их формирования, эволюцию магматизма и осадконакопления, фазы складчатости и другие данные во взаимосвязи с оруденением.

4. Вещественное наполнение складчатых зон отражают структурно-формационные комплексы. Под комплексом понимается естественное сообщество осадочных, метаморфических и магматических формаций, сформировавшихся в определен-

ную стадию развития геосинклинальной системы. Показаны каледонские, герцинские и киммеридо-альпийские комплексы (собственно геосинклинальных, соскладчатых и орогенных стадий развития) и слагающие их формации. Особо подчеркнуты формации постконсолидационной активизации (герцинской и киммеридо-альпийской).

5. Металлогеническое районирование и анализ размещения месторождений произведены с учетом всех данных геологического строения и истории формирования территории, отраженных на картах-основах, а также возраста и генетических особенностей оруденения.

Значки на карте отражают генетический тип, рудную формацию, возраст и геотектонические условия формирования месторождений.

6. На территории Тянь-Шаня выделены три гетерогенные последокембрийские металлогенические провинции: а) *Северо-Тянь-Шаньская*. Представляет собой моноцикличную складчатую систему каледонской (поздний ордовик) консолидации с ограниченным (или полным отсутствием) проявлений поздних и конечных этапов развития этого цикла. Основные рудообразующие процессы связаны с явлениями герцинской тектоно-магматической активизации. В это время образовались основные полиметаллические, редкометальные, флюоритовые и частично золоторудные месторождения. Каледонский цикл в части полезных ископаемых был малопродуктивен. Крупные месторождения достоверно каледонского возраста неизвестны. В целом в металлогеническом отношении Северный Тянь-Шань — сквозная каледоно-герцинская свинцово-цинково-золото-фторо-редкометальная провинция. Профилирующими металлогеническими элементами являются свинец, цинк и редкие металлы. б) *Срединно-Тянь-Шаньская* — полицикличная. Складчатые структуры сформировались здесь в результате консолидации каледонской и герцинской подвижных систем. Каледонская эпоха в части эндогенной металлогении недостаточно изучена.

Ведущее значение имели процессы герцинской эпохи, в результате которых сформировались свинцово-цинковые, оловянные, собственно висмутовые месторождения. В последние годы выявляются перспективы золота, флюорита и других редких металлов.

в) *Южно-Тянь-Шаньская* — моноцикличная система герцинской консолидации. Металлогеническая специализация этой провинции определяется, в первую очередь, крупными месторождениями золота, свинца и цинка, меди, сурьмы и ртути, вольфрама, плавикового шпата. Рассматриваемая территория

является как бы эпицентром максимального проявления герцинской металлогенической эпохи Тянь-Шаня во всем ее многообразии.

7. Главнейшими факторами, определяющими особенности металлогении провинций и зон, являются: тип, возраст и полнота проявления стадий развития геосинклинальной системы: геотектоническое положение и время консолидации складчатой зоны; состав структурно-формационного комплекса; характер и интенсивность плутонизма; структурная позиция рудного района.

8. Металлогения Тянь-Шаня характеризуется: а) специализацией металлогенических провинций и зон. Выделенные внутри последних структурно-формационные комплексы контролируют размещение определенных видов и типов рудных формаций; б) многообразием рудных формаций и их изменчивостью в зависимости от характера петрохимической специализации интрузивных комплексов, а также скольжением этих формаций во времени (с севера на юг).

9. Главный фактор развития металлогенического процесса (при прочих равных условиях) — режим устойчивого эпитектоно-магматического поднятия.

10. Зональный характер металлогенических провинций — результат закономерно миграционного развития циклов тектоно-магматической деятельности последокембрия Тянь-Шаня.

УДК 552.31/.33:551.24(235.216-17):553.0(042.2)

В. А. Невский, П. С. Козлова
(ИГЕМ АН СССР)

ТРУБЧАТЫЕ ТЕЛА БРЕКЧИРОВАННЫХ ПОРОД СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ И ИХ ОТНОШЕНИЕ К ОРУДЕНЕНИЮ

1. В Северном Тянь-Шане широкое распространение получили весьма своеобразные трубчатые тела брекчированных пород, некоторые из которых частично охарактеризованы в статьях В. А. Невского (1960, 1966) и Т. А. Додоновой (1961, 1964). К настоящему времени такие тела установлены в бассейне рек Кумыштаг и Колба на северном склоне Таласского Алатау и реки Курган на южном его склоне, а также в бассейне Малого Кемина в Заилийском Алатау.

2. Трубчатые тела залегают среди древних дорифейских и верхнерифейских толщ Северного Тянь-Шаня. В бассейне Малого Кемина, в Заилийском Алатау, они представлены

зелеными амфиболовыми сланцами и гнейсами, в бассейне Кургана — известняками и доломитами, а также аргиллитами, алевролитами и известковистыми сланцами с подчиненными прослоями известняков и песчаников, в бассейне Кумыштага — флишоидной толщей с карбонатными прослоями. Только в бассейне Колбы трубчатые тела залегают среди календонских гранитоидов, принимающих участие в строении Колбинско-Сусамырского батолита.

3. Структурно-геологическая позиция трубчатых тел определяется главным образом узлами пересечения и сопряжения разломов, реже участками приоткрывания единичных сравнительно небольших разрывов, располагающихся в зоне глубинных тектонических нарушений. Таковыми в Заилийском Алатау являются Тасокеминский и Туктугурбулакский глубинные разломы северо-восточного и запад-северо-западного простирания, в Таласском Алатау—Терекский меридиональный разлом, а в бассейне Кумыштага, в зоне экзоконтакта Кумыштагского гранитного массива,— безымянный глубинный разлом северо-западного простирания.

4. Для всех трубчатых тел характерны сходные морфологические особенности. Горизонтальные их сечения в подавляющем большинстве случаев имеют форму приближающуюся к овальной, утолщенной серповидной, иногда к грушевидной и неправильной клиновидной. Значительно реже встречаются сечения линзовидной и неправильной удлиненной формы. Размеры горизонтального сечения варьируют в широких пределах — от мельчайших, размером в первые десятки метров и меньше, до тел в 450—600 *м* по мощности и до 1,5 *км* в длину (Кенторский некк). Длинные оси горизонтальных сечений тел в большинстве случаев ориентированы согласно со складчатыми структурами и рассекающими их продольными разломами.

Подмечено, что в сравнительно хрупких породах типа мраморизованных известняков и доломитов развиты многочисленные, но преобладающие мелкие тела, а в более пластичных (алевролиты, глинистые, филлитовидные и другие сланцы) единичные, но достаточно крупные. Падение трубчатых тел — вертикальное и близкое к нему; протяженность на глубину достигает 350—400 *м* и более.

5. Трубчатые тела в большинстве случаев выполнены обломками вмещающих пород, а также обломками и неправильной формы телами гранитоидов, реже пород основного состава. Обломки угловатые, неправильные, иногда слегка округлые. Размеры их меняются от мельчайших (первые *мм* и *см*) до глыб в несколько метров в поперечнике. Цемент в подавляющем большинстве случаев контактовый, значительно реже

он представлен поздними магматическими образованиями и постмагматической минерализацией. Характерно, что милониты и тектоническая глинка среди брекчий обычно не отмечаются. Контакты трубчатых тел с вмещающими породами — неправильные, шероховатые, в большинстве случаев резкие, значительно реже расплывчатые, постепенные.

6. Рассмотренные трубчатые тела пространственно и генетически связаны с малыми интрузиями различного состава. Так, в бассейне Малого Кемина, на площади Актюзского рудного поля, они располагаются в ослабленных тектонических узлах над куполами трещинного интрузива позднегерцинских аляскитовых гранитов. Более ранние трубчатые тела этого района располагаются около штоков и дайкообразных тел раннегерцинских диоритов и монцонит-диоритов. В бассейне реки Курган, на площади одноименного месторождения, они размещаются в ослабленных тектонических узлах в кровле позднегерцинских щелочных сиенитов; в других участках этого района, а также в бассейне Колбы они тесно связаны с мелкими штоками и дайкообразными телами позднегерцинских сиенит-порфиров и монцонит-порфиров, с субвулканическими телами трахитовых порфиров, трахитов и других пород. В бассейне Кумыштага в пределах трубчатых тел установлены неправильной формы тела и дайки пироксенитов и базальтоидов кайнотипного облика. Нельзя не отметить, что дайки и неправильные мелкие тела щелочных габброидов кайнотипного облика установлены также в трубчатых телах месторождения Курган и в бассейне реки Колба.

Примеры наиболее детально изученных трубчатых тел показывают, что их образование связано с внедрением наиболее поздних порций магмы субщелочного и щелочного состава. Так, на площади Актюзского рудного поля формирование позднегерцинских трубчатых тел происходило после образования трещинного интрузива аляскитовых гранитов, на фоне внедрения более поздних порций магмы, с которыми связано образование мелкозернистых порфировидных гранитов, ранних и поздних гранофиров, сиенитов и сиенит-аплитов.

7. Размещение в рассматриваемых трубчатых телах разновозрастных магматических пород и эруптивных брекчий показывает, что формирование их связано с длительным и сложным многоэтапным процессом, который характеризовался последовательным внедрением различных порций магмы и следующих за ней гидротермальных растворов. Для позднегерцинских трубчатых тел Актюзского рудного поля установлено шесть основных этапов их формирования, для трубчатых тел бассейна реки Курган — восемь, причем последний из них, с

которым связано внедрение альпийских щелочных габброидов, является послерудным. Не менее трех этапов намечается для раннегерцинских трубчатых тел бассейна Малого Кемина.

Своеобразная форма горизонтального сечения трубчатых тел, наличие эруптивных брекчий, особенности выполняющих их обломков, отсутствие среди них милонитов и тектонической глинки, отсутствие линейных ограничений трубок и целый ряд других их особенностей позволяет относить их к типичным трубкам взрыва, возникновение которых связано с механической активностью внедряющейся магмы и вырывающихся из нее газов.

8. Обобщение значительного фактического материала по известным к настоящему времени трубчатым телам брекчированных пород Северного Тянь-Шаня позволяет выделить среди них две возрастные группы. К одной из них относятся трубки, связанные с процессом формирования штоков и дайкообразных тел раннегерцинских диоритов и монцонит-диоритов, к другой — тела, генетически связанные с позднегерцинскими субщелочными породами.

Детальное изучение показало, что раннегерцинские трубчатые тела нерудоносны. Наоборот, с многими позднегерцинскими трубками связаны редкометально-свинцово-цинковые месторождения. В то же время следует отметить, что далеко не все трубчатые тела этого возраста рудоносны. Подмечено, что рудовмещающими обычно являются более крупные трубчатые тела со сложной и длительной историей их развития.

УДК 550.42:551.7(235.216-15)(042.2)

С. Т. Бадалов, В. Ф. Викторов, А. В. Рабинович

(Институт геологии и геофизики АН Узбекской ССР, трест «Ташкентгеология», ВСЕГЕИ)

ОСОБЕННОСТИ ПОВЕДЕНИЯ НЕКОТОРЫХ МЕТАЛЛОГЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ АЛМАЛЫКСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

1. Алмалыкский горно-рудный район располагается в краевой части Кураминской структурно-фациальной подзоны. Район разбит системой разломов широтного и северо-восточного простираний, осложняющих крупную антиклинальную структуру Карамазара и играющих основную роль в размещении гидротермального оруденения.

2. Медно-молибденовые и полиметаллические месторождения Алмалыкского рудного района размещаются в различных по составу вмещающих породах, хотя в возрастном отношении все они приурочены к единому структурному этажу, включающему разнообразные породы девонского возраста. Наиболее благоприятными породами для медно-молибденового оруденения являются сиенито-диориты, кварцевые порфиты и гранодиорит-порфиры, а для полиметаллического—карбонатные породы, обогащенные магнием (доломиты, доломитизированные известняки), магнезиальные скарны и серпентинизированные доломиты и скарны.

3. Установлено, что осадочные, вулканогенно-осадочные, метаморфические и интрузивные породы от кислого до среднего состава характеризуются обычными для них кларковыми содержаниями меди, свинца и цинка.

Щелочные интрузивные образования района отличаются несколько повышенными содержаниями меди, свинца и цинка (в 2—2,5 раза выше кларковых).

На концентрацию металлогенных элементов в виде месторождений влияет не столько характер метасоматических явлений (серицитизация, окварцевание, хлоритизация, эпидотизация и др.), сколько степень их интенсивности при определенных соотношениях их масштабов. Так, массовая серицитизация и окварцевание интрузивных пород среднего состава является индикатором возможного медно-молибденового оруденения в районе.

Исследовано поведение железа в предрудных процессах изменений вмещающих пород как резко преобладающего рудного компонента. Отмечается особая геохимическая роль железа в образовании эндогенных концентраций меди в районе. Устанавливается единая схема в поведении железа и меди, начиная от неизмененных вмещающих интрузивных пород вплоть до образования рудных тел. При этих процессах возникает зональность в распределении минералов, содержащих железо и медь.

Наблюдается определенная закономерность в поведении петро- и рудогенных элементов при образовании месторождений меди.

Разработанными методами составления геохимической карты для Алмалыкского района прослеживаются пути миграции и концентрации металлогенных элементов в ходе геологической истории развития Алмалыкского района.Намечаются наиболее благоприятные участки для постановки поисково-съемочных и разведочных работ в районе.

УДК 553.0(574) (042.2)

Ш. Е. Есенов, А. К. Каюпов, В. Г. Ли, Г. Ф. Ляпичев, Л. А. Мирошниченко, И. П. Новохатский

(Институт геологических наук АН Казахской ССР)

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ЭНДОГЕННОЙ МЕТАЛЛОГЕНИИ КАЗАХСТАНА

Казахстан — регион с весьма сложной историей геолого-металлогенического развития. Эта сложность является следствием разнонаправленного, многоэтапного формирования различных частей территории, что нашло свое отражение в многообразии геологических формаций и металлогенических проявлений.

В Казахстане выделяют семь систем складчатых сооружений: три каледонских, три герцинских и одну — киммеро-альпийскую. Сходные по времени заложения и замыкания геосинклинальные системы, как и составляющие их структурно-формационные зоны, отличаются числом и длительностью тектонических циклов, продолжительностью инверсии и другими особенностями, определяющими состав, строение, возраст и размещение формаций осадочных, вулканических и плутонических пород и эндогенной металлогении.

Главные особенности региональной металлогении Казахстана заключаются в хорошо выраженной рудной специализации различных по времени и характеру развития складчатых систем. Так, каледонские складчатые системы, обладая преимущественно фемическим профилем магматизма и металлогении, характеризуются марганцево-железорудной, молибденово-ванадиевой, редко хромитовой, титано-магнетитовой и платиноидной формациями в собственно геосинклинальных, медно-колчеданной, скарново-железорудной, золоторудной и фосфатно-редкометальной — в раннеорогенных, свинцово-цинковой, медной, марганцевой и железо-марганцевой формациями в позднеорогенных образованиях. Герцинские складчатые системы в целом имеют иной, чем каледонский, металлогенический облик. Для них, наряду с медно-золото- и железорудными, характерны широко развитые колчеданно-полиметаллические, полиметаллические, свинцово-цинковые и редкометальные формации, распределение и масштабы которых неодинаковы в пределах различных герцинских систем. Наблюдается довольно заметная специализация последних. Она выражается в преимущественном развитии железорудных и медно-железорудных формаций в системах (Тургайская и др.) с мощным развитием вулканитов андезито-базальтового состава, сущест-

венно колчеданно-полиметаллических, золоторудных и редкометальных формаций в системах (Зайсанская и др.), в которых наряду с основными широко проявлены вулканиты кислого состава, преимущественно полиметаллических, свинцово-цинковых, молибденово-медных и редкометальных формаций в складчатых системах главным образом миогеосинклинального типа развития с интенсивным магматизмом гранитоидного профиля (Джунгаро-Балхашская и др.). Такая качественная специализация рудной минерализации, видимо, объясняется временем заложения и типом тектонического развития герцинских геосинклинальных складчатых систем.

В герцинской истории развития Казахстана фиксируется три крупных этапа рудообразования. Первый этап отвечает геосинклинальному периоду и представлен эффузивно-осадочными скоплениями железных руд, второй и третий этапы — соответственно ранне-позднеорогенным периодам. Для раннеорогенного периода характерны, главным образом, стратиморфные колчеданно-полиметаллические, свинцово-цинковые и железо-марганцевые месторождения, а для позднеорогенного периода — в основном редкометальные и меднорудные формации с подчиненной ролью железа, свинца и цинка.

Как в каледонских, так и в герцинских складчатых системах наблюдается поясовое размещение рудных формаций, обусловленное спецификой геотектонического развития составляющих их структурно-формационных зон.

Эндогенная металлогения в киммеро-альпийской складчатой системе (Мангышлак) изучена слабо и представлена редкометальной и цветнометальной минерализацией.

Все складчатые и металлогенические пояса Казахстана закономерно сопрягаются с Северо-Тянь-Шаньским регионом.

Для всех складчатых систем установлена важная роль разломов в размещении магматических и металлогенических проявлений, особенно в орогенных этажах.

УДК [553.0(-0)(574)+550.8](042.2)

Ш. Е. Есенов

(Институт геологических наук АН Казахской ССР)

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ КАЗАХСТАНА И ДАЛЬНЕЙШЕЕ НАПРАВЛЕНИЕ ПОИСКОВЫХ РАБОТ

1. Общеизвестна большая роль, которая принадлежит одному из выдающихся ученых-геологов Советского Союза, ака-

демику К. И. Сатпаеву, в изучении сложной геологии и разновозрастной, многоэтапной металлогении Казахстана. По его справедливому замечанию, «выполненный коллективом геологов Казахстана огромный труд по составлению металлогенических прогнозных карт Центрального Казахстана представляет хотя и весьма крупный, но все же лишь преходящий этап *в деле полного раскрытия закономерностей в особенностях металлогении этого богатейшего и сложного региона*» (К. И. Сатпаев, 1959).

Настоящий доклад представляет попытку дальнейшего теоретического осмысливания большого фактического материала, накопленного многотысячной армией геологов и ученых Казахстана за последние 10 лет.

2. Речь идет о проявлении на фоне мозаичного, блокового строения территории Казахстана вполне определенной металлогенической зональности в размещении эндогенного и экзогенного типов оруденения и связях этой зональности с геологическими структурами и глубинным строением земной коры Казахстана.

3. Пространственное размещение всей металлогении анализируется относительно плана размещения и истории становления крупных складчатых поясов, иначе — древних геосинклиналей и разделяющих их широких прогибов и впадин Казахстана.

4. Зональность выражается в размещении металлогенически разнотипных рудных месторождений в виде пространственно обособленных металлогенических поясов, вытянутых параллельно простираниям древних складчатых зон.

5. Достаточно отчетливо выделяются два основных типа металлогенических поясов — *золото - редкометально-железорудный,* занимающий внутренние тектонические секторы геосинклиналей, и *медно-золото-полиметаллический.* размещенный в периферических секторах геосинклиналей (по В. И. Смирнову).

6. В основе проявления указанной металлогенической зональности лежит длительная контрастность тектоно-магматического и металлогенического развития геоантиклинорных складчатых поясов и разделяющих их прогибов и впадин Казахстана.

7. По данным комплексных геофизических исследований устанавливаются некоторые элементы связи выделенных двух типов металлогенических поясов с мощностями и положением поверхностей раздела отдельных слоев земной коры Казахстана.

Так, рудным узлам золото-редкометально-железорудного

профиля соответствуют более значительные мощности и глубины залегания поверхностей раздела земной коры, чем рудным узлам медно-золото-полиметаллического профиля.

8. Контрастное развитие крупных прогибов и поднятий Казахстана в конечном итоге привело к формированию в пределах каждого типа структур *определенного количественного чабора формаций* осадочных, вулканогенных и метаморфических пород с определенными соотношениями и мощностями, *достаточно отличных от соседней зоны* и придающих каждой из зон свой специфический геосинклинальный или платформенный облик. А металлогенез, являющийся результатом направленного развития данного участка земной коры, должен был иметь определенные формы связи с положением, мощностью и составом набора формаций горных пород каждой из этих структур.

9. Тектоно-магматическая и металлогеническая контрастность развития поясов подтверждается также многими другими фактами.

Во-первых, устанавливается преобладание в золото-редкометально-железорудных поясах более кислого магматизма по сравнению с более основным — в медно-золото-полиметаллических.

Во-вторых, наблюдаются определенные закономерности размещения ведущих химических элементов в пределах двух типов металлогенических поясов, согласно их положению в таблице Менделеева по геохимическим полям и атомным объемам.

В-третьих, эндогенное оруденение внутренних зон геосинклиналей (древних складчатых поясов) характеризуется резким преобладанием *высоко и среднетемпературного ряда* месторождений, образованных внутри или вблизи материнских интрузий, размеры и глубина формирования которых значительны. В то же время в периферических зонах геосинклиналей (краевые прогибы) концентрируется, в основном, *средне-* и *низкотемпературный ряд* месторождений, достаточно удаленных от материнских интрузий, в частности, т. н. телетермальный тип. Размеры и глубина формирования ассоциированных с ними в пространстве малых интрузий незначительны.

Четвертая особенность двух типов металлогенических поясов состоит в том, что, подобно золоту, в качестве *примесей* в рудах месторождений периферических зон складчатых поясов присутствует весь тот комплекс элементов, которые во внутренних тектонических секторах образуют *самостоятельные* крупные месторождения. Точно так же медь и полиметаллы периферических зон участвуют в составе руд

месторождений внутренних зон, как правило, в количествах, редко достигающих промышленных значений.

10. Наконец, коренные различия двух типов металлогенических поясов подчеркиваются также набором промышленных месторождений экзогенного типа. Если с металлогеническими поясами медно-золото-полиметаллического профиля совмещается положение крупнейших угольных месторождений, медистых песчаников, солей, гипса, газа и нефтепроявлений, то с поясами золото-редкометально-железорудного профиля совмещаются экзогенные промышленные руды железа, марганца, ванадия, фосфоритов, бокситов, титана, циркония, тантала, ниобия, золота и асбеста.

11. Различия металлогенических поясов усматриваются также в наборе определенных рудных формаций, структурно-морфологических особенностях рудных залежей, характере околорудных изменений и т. п.

12. Вышеизложенное позволяет говорить о наличии в Казахстане двух качественно различных типов геологического и металлогенического развития, связанных с различными глубинными слоями земной коры и обусловливающих региональную металлогеническую зональность первого порядка.

13. Устанавливаются определенные закономерности размещения рудных узлов в пределах каждого из поясов. Эти закономерности обусловлены размещением структурно-формационных зон и сочетаниями складчато-разрывных структур и типов магматизма.

14. В свете вышеизложенного намечаются определенные контуры металлогенических поясов, значение которых трудно переоценить для эффективного направления поисковых работ. Уже сейчас можно наметить и показать примерные параметры этих поясов.

Дальнейшей задачей является, кроме изучения тектонических и металлогенических поясов 1-го порядка, детальное структурно-металлогеническое районирование внутри каждого пояса с целью крупномасштабного прогнозирования.

УДК 553.0(-0)(574)(042.2)

И. И. Бок

(Институт геологических наук АН Казахской ССР)

МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ КАЗАХСТАНА

А. Западный Казахстан

1. *Прикаспийское опускание* — область сплошного развития древнечетвертичных и третичных осадков. Погребенные соляные куполы. Нефть на юго-востоке, газы в междуречье Волга — Урал. Соли (Чапчачи), магнезиально-калийные соли, магнезиты (Индер), самородная сера (Новобогатинск и др). Гипсы, пески, коллоидальные глины бентонитового типа. Мел, оолитовый известняк, песчаник (Жиркара), мергель-натурал юры (Индер).

2. *Область развития мезозоя Приуралья-Прикаспия.* Соляные куполы и пластовые соли, нефть, газы, бурые угли (Шубаркудук), верхнемеловые фосфориты желвакового типа, калийные соли (сильвиниты, полигалит). Бурые угли в юрских грабенах с тонкой геохимией золы. Гипсы. Пишущий мел и мергель-натурал, киры.

3. *Область современной регрессии Каспия* — современные соровые накопления, тонкодисперсные глинистые породы с высолками солей сложного состава. Восходящие источники с железисто-калийной минерализацией.

4. *Горный Мангышлак* — сложный антиклинорий пермотриасовых, меловых и палеогеновых осадочных пород. Железные руды бакальского типа (Бескемпир), кварцы, желваковые фосфориты, юрские бурые угли, бентониты, марганцевые руды (Чокырган-Айткокше), пишущий мел, нефть, киры, глауконит, известняк-ракушняк сармата.

5. *Степной Мангышлак*—впадина со сплошным развитием неогеновых рыхлых накоплений. Парафинистые нефти в нижнем мезозое — верхнем палеозое, соли сухих озер (магнезиальные и сульфатно-натровые). Впадина Карагие — грязи. Пески.

6. *Устюрт* — глыба с покровом сарматских ракушняков. Соляные озера с галитом, мирабилитом, тенардитом (Асмантай-Матай — одно из крупнейших в СССР). Горючие газы и нефтепроявления Северного Устюрта.

7. *Южный Урал — Мугоджары* — сложнопостроенный антиклинорий. Исключительно большое развитие ультрабазитов, хромит, никелевые руды, асбесты (антофиллит и хризотил), гальки. Юрские железистые бокситы, марганцевые руды, колчеданы с медно-цинковой минерализацией, нефелин-

сиениты, белые огнеупорные глины (Берлин-Бусколь). Известняки. Кварциты допалеозоя.

Б. Равнины Арало-Тургая, Приишимья и Прииртышья

8. *Арало-Тургайский прогиб* — область развития главным образом палеогеновых осадков на глубокозалегающем палеозойском фундаменте. Олигоценовые оолитовые железные руды (Кокбулак, Талдыэспе, Кутанбулак), глауконитовые пески, пирит в чеганских глинах, бентонитовые глины, пески с титановыми минералами, цирконом и др. Лигниты с пиритом и ярозитом, белые глины. Амангельдинские бокситы и высокоосновные глины. Опоки.

9. *Кустанайский вал* — горизонтальные осадки верхнего мела — кайнозоя с неглубоким залеганием палеозоя-мезозоя благодаря воздыманию шарнира меридиональных складок Тургайского прогиба. Железные руды сарбай-соколовского типа, оолитовые железняки Аята (верхний мел) и Лисаковки (олигоцен), титан-цирконий-содержащие стекольные пески, юрские бурые коксующиеся угли Кушмурунского бассейна (70 млрд. т). Известняки. Базальты как петургическое сырье. Опоки. Лигниты олигоцена. Скаполиты как керамическое сырье. Халькопирит и кобальтпирит в скарнах магнетитовых месторождений.

10. *Иртышско-Ишимская впадина*—горизонтально наслоенные осадочные породы неогена и квартера. Соли самосадочных озер, в том числе содовые, поглотительные глины, глауконитовые пески. Железные оолитовые руды. Белые огнеупорные глины.

В. Казахская складчатая страна

11. *Кокшетауская глыба и ее ближайшее обрамление.* Сложное антиклинорно-горстовое поднятие. Доломиты, гранатовые сланцы с дистеном, рутилом, тальком. Железные руды коры выветривания. Титаномагнетиты, марганцевые руды. Нефелиновые сиениты. Ванадиеносные сланцы и кембрийские фосфатопроявления. Золоторудные месторождения степняковского типа. Карбонатиты с апатитом и вермикулитом-флогопитом. Карадокские пластовые фосфориты. Строительные граниты, стекольные и формовочные пески, самосадочные сульфатные соли в озерах. Магнетитовые скарны. Медистые песчаники Киймы.

12. *Тениз-Кургальджинская впадина*—мощная толща горизонтально наслоенных осадков мезозоя-кайнозоя на глубоко залегающем смятом фундаменте осадочных пород пермикарбона (западная часть) и карбона-девона (восточная

часть). Соляные озера и сультатники. Бокситы акмолинского типа. Каменные угли кипчакского типа.

13. *Еременьтау-Майкаинский район* — очень сложно построенная нижнепалеозойско-допалеозойская антиклинорная зона. Медно-молибденовые руды бощекульского типа в серицитовых кварцитах. Золоторудные месторождения Бестобе, Торткудук и Майкаин. Колчеданные месторождения с медью, цинком и свинцом Александровской группы и Майкаина. Каменные и бурые угли нижнего и средне-верхнего карбона (Кайнема) и юры. Флинтклей. Спонголиты. Вулканические кислые стекла.

14. *Джезказган-Улутауская зона* — глыба докембрия, обрамленная с востока осадочными породами нижнего и среднего палеозоя. Крупнейшие медные месторождения в песчаниках верхнего палеозоя. Свинец в медистых песчаниках Кургасынского типа. Железные руды в связи с джеспилитами допалеозоя. Марганцевые руды джездинского типа. Никелевые и кобальтовые руды в коре выветривания змеевиков. Асбест, тальк. Известняки, молибден и золото. Бурые битуминозные угли. Марганцевые и ванадиеносные сланцы в кембрии. Олово. Фосфориты желвакового типа в эоцене (Нугурбекдара). Алюмофосфаты.

15. *Карагандинская синклинальная зона.* Каменные, частично коксующиеся угли нижнего карбона, юрские бурые, сильно битуминозные угли Федоровского пласта. Флинтклеи. Белые керамические глины. Небольшие рудопроявления железных и марганцевых руд. Цементные известняки, признаки фосфатов в нижнем карбоне.

16. *Северное Прибалхашье* — сложная антиклинорная зона, сложенная осадочными породами главным образом среднего палеозоя, интрудированная гранитами. Важнейшие свинцовые месторождения Центрального Казахстана. Бариты. Медь и молибден, а также высокоглиноземистые минералы во вторичных кварцитах, главным образом апоэффузивного характера. Вольфрам и молибден в грейзенах и в надинтрузивных штокверках. Никель в коре выветривания змеевиков. Признаки платиноидов. Магнетит-кобальт.

17. *Западное Прибалхашье — Успенская зона* — нижне-средне-палеозойская сложно-антиклинорная зона с крупными интрузиями гранитоидов и с подчиненными синклинальными структурами. Атасуйские железо-марганцевые и свинцово-цинковые месторождения. Рассеянный свинец в известняках фамена-турне (специальное цементное сырье), крупные молибденовые и вольфрам-молибденовые месторождения, иногда с

оловом. Медные месторождения успенского типа. Сурьма. Никель в коре выветривания змеевиков.

18. *Чу-Балхашская зона* — сложный антиклинорий с интрузиями гранитов и ультрабазитов. Крупные никелевые месторождения (Кипшакбай, Петан). Коловратитовые сланцы. Медно-магнетитовые с кобальтом руды (Чатыркуль). Признаки алмазов.

Г. Южный Казахстан и северные дуги Тянь-Шаня

19. *Чу-Таласская впадина* — мощные кайнозойские осадки и современные развеваемые пески. Самосадочные озера с гипсовой и другой садкой. Крупные гипсовые месторождения Сарысу. Целестин в нижнем карбоне Тузкуля. Костеносные отложения. Азотные и горючие газы Учарала и др.

20. *Восточно-Аральское поднятие*, сложенное по преимуществу верхнемеловыми и палеогеновыми осадками. Самосадочные сульфатно-натровые и астраханитовые озера, пресные артезианские воды, горючие сланцы Байхожи, фосфориты, бентониты, возможно — нефть, белые кварцевые пески и сливные кварциты.

21. *Каратау-Джебаглы* — сложное антиклинорное поднятие с синклинальными прогибами. Кембрийские ванадиеносные сланцы, фосфориты и фосфорно-марганцевые руды, тальк в доломитах. Полиметаллические руды с баритом в осадках фамена—турне. Флюорит, барит, арсенопирит в южной части. Карбоновые гипсы бурульских месторождений. Железные руды бакальского типа в кембрийских известняках гор Сарытур (Абаил). Магнетитовые скарны месторождений Сусинген и Ирису. Пегматиты с кварцем. Бадам — баритофлюорит, Аурахмат — флюорит, мышьякововисмутовые, месторождения Бричмулла, Кульма, Учимчак, Устарасай.

22. *Кзыл-Кумский массив* — мощные отложения верхнепалеогеновых континентальных образований с частичным участием древнечетвертичных и современных накоплений. Развеваемые пески.

23. *Чингильдинская нижнемеловая брахиантиклиналь*. Визейские пластово-купольные гипсы месторождения Богонале и других близ станции Чанак. Серые верхнемеловые (сантон) пески с фосфоритами. Известняки и мергели турне. Формовочные пески и опоки в палеогене.

Д. Северо-восток

24. *Алтайско-Калбинская сложная блоковая зона.* Поясовое размещение руд по зонам: Горный Алтай — вольфрамит-молибденитовые руды, медные с вольфрамитом; Рудный Алтай — Зыряновско-Змеиногорский полиметаллический пояс, Белоусовско-Николаевский (Прииртышский) медно-цинковый пояс; Вавилонско-Карчагинский медно-пирротиновый пояс, Калбинский шеелито-касситеритовый пояс, Акжальско-Кулуджунский золоторудный пояс. Графиты, мусковит, мрамор, яшмы. Сериците, каолиниты. Тальк.

25. *Семипалатинско-Чарская антиклинальная зона.* Средний палеозой, граниты, ультрабазиты, гипабиссальные и эффузивные породы. Никелевые руды коры выветривания серпентинитов, золото, ртуть, марганцевые руды, перлиты-витрофиры, молибденовые руды Кузгана. Известняки как цементное сырье. Комендиты и семипантеллериты как керамическое и стекольное сырье, пехштейны — гидродобавки в цементы.

26. *Зайсанская впадина* — мощная толща горизонтально наслоенных рыхлых осадочных пород мезозоя и кайнозоя. Соли. Бентониты Монрака. Угли.

27. *Чингиз-Тарбагатай-Саурская антиклинальная зона.* Сложная структура с выходом самых разнообразных по возрасту осадочных и эффузивных пород от допалеозоя до новейших, интрудированных разнообразными кислыми, основными и ультраосновными породами. Золото коренное и россыпное (Канчингиз, Акбастау), колчеданные руды уральского типа, ванадиеносные сланцы Чингизтау, марганцевые руды Мурджика и др. Ультрабазиты с признаками никеля, хромита и магнезита, молибденовые руды Ленинжола. Бурые угли и горючие сланцы Кендерлыка, признаки сурьмы. Пегматиты Центрального Тарбагатая. Месторождения медноцеолитовых руд (Айский участок). Медистые песчаники. Признаки фосфоритов.

Е. Восточный Казахстан

28. *Балхаш-Алакульская впадина* — мощные кайнозойские рыхлые накопления. Сульфатные соли озера Балхаш, гидромагнезиты устья р. Лепсы, бурые угли и сапромикситы Алакуля, балхашиты. Тенардит в садке озер. Фосфатизированная и ополизированная древесина в верхнем мелу (Карой).

29. *Джунгарский Алатау* — сложный антиклинорий. Полиметаллические руды Текелийской и Коксу-Сууктюбинской групп. Флюорит-галенитовые рудопроявления Алтынэмеля.

Колыбташи и алунит-каолинитовые вторичные кварциты Алтынэмеля, Архаралов и Малайсары. Перлиты. Бентонитовые глины. Гипсы и стекольные пески Калкана. Молибденовые и вольфрамовые руды Северных отрогов. Редкометальные рудопроявления Хоргоса. Асбест, фосфаты и др.

30. *Илийская впадина* — мощнейшие рыхлые накопления в предгорной впадине. Содовые, сульфатные и хлоридные озера. Термы Аяккалкана.

31. *Заилийский Ала-Тау — Кетмень.* Сложный линейный антиклинорий.

Медные руды, свинцовые руды, вольфрам-молибденовые руды, золото. Соль и генардит в олигоцене-неогене Чульадыра. Известняки и мраморы. Редкометальные рудопроявления. Пегматиты.

Ж. Выводы и заключение

Основные минерагенические провинции и эпохи Казахстана для допалеозоя, нижнего, среднего и верхнего палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Главные задачи в дальнейшем развитии минерагенического изучения Казахстана.

УДК 553.0(-0)(574-17)(042.2)

А. Г. Новиков
(Каз.ИМС)

СТРУКТУРНО-МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ЮЖНОГО КАЗАХСТАНА

Юго-западная часть Южного Казахстана характеризуется весьма сложной и разнообразной историей геологического развития и минерагенией. Здесь установлены полезные ископаемые, связанные с различными металлогеническими эпохами, каждая из которых характеризуется определенным комплексом эндогенных и экзогенных формаций.

По особенностям геолого-тектонического строения и минерагнии на ее площади выделяется пять регионов: 1) Приаральский, 2) Кзылкумский, 3) Каратау-Талас-Западно-Киргизский, 4) Бетпакдала-Чу-Или-Кендыктасский и 5) Чу-Сарысуйский.

Докембрийская минерагения проявилась сравнительно слабо. Для нее доказаны проявления железисто-кварцитовой, вкрапленно-магнетитовой и золото-медно-полиметаллической

кварцевожильной формаций в третьем и четвертом регионах.

Каледонская минерагения проявилась шире. Для нее характерны месторождения сингенетичных ванадиеносных и фосфоритоносных формаций с редкими металлами и элементами; эндогенные месторождения железных руд и жильные проявления золота, меди, полиметаллов и редких металлов — для третьего региона; проявления золота, меди, полиметаллов, редких металлов, кобальта, хрома и никеля, связанные с ультрабазитовыми и гранитоидными каледонскими интрузиями, зарегистрированы в четвертом регионе.

Герцинская минерагения характеризуется наибольшим количеством различных месторождений и проявлений полезных ископаемых. В ранней стадии герцинской эпохи образовались месторождения каменного угля, проявления нефти и природного газа, каменной соли и гипса в Чуйской впадине и Бетпакдале, а среди других рудных полезных ископаемых — проявления меди типа медистых песчаников, медной кварцевожильной и других формаций. Для Каратау, Западно-Таласского Алатау и Кендыктасских гор характерны эпигенетические проявления осадочно-пластовой железо-марганцевой, сидеритовой в карбонатах или инфильтрационной формаций; полиметаллические месторождения прожилково-вкрапленной: кварцевожильной и других формаций; золото-медное и редкометальное оруденение кварцевожильной формации, связанное с различными гранитоидными интрузиями. В хребте Каратау и Западном Таласе к герцинскому этапу рудообразования относятся многочисленные свинцово-цинковые месторождения пластообразного и трещинного типов в карбонатных породах верхнего девона и нижнего карбона.

С поздними герцинскими процессами минерагении связаны различные по генезису полиметаллические проявления: скарновые, колчеданные, барито-свинцовые и др; скарновые железорудные с медью и редкометальные кварцевожильные, приуроченные к субщелочным интрузиям; золоторудные, медные и ртутно-полиметаллические в кварцевых жилах, зонах дробления, окварцевания и пиритизации, генетически относимые по образованию к пермской магматической деятельности. Среди нерудных полезных ископаемых следует отметить месторождения флюорита, барита, кварца, каменной соли, а также скопления азотных и горючих газов, приуроченных к пермским породам Чуйской впадины.

Альпийская минерагения характеризуется в основном проявлением экзогенных месторождений полезных ископаемых: фосфоритов, бурых углей, горючих сланцев, различных солей и строительных материалов, минеральных и термальных вод

и др. С юрскими и нижнемеловыми отложениями возможна нефтегазоносность Восточно-Приаральской, Кзылкумской и некоторых других впадин Южного Казахстана. Среди рудных полезных ископаемых следует отметить железорудные месторождения бурожелезняковой оолитовой формации и россыпи титана, золота и других элементов в Северном Приаралье, Чуйской впадине и в предгорьях хр. Каратау и Западного Таласа.

На основе анализа условий образования и закономерностей размещения в пространстве и во времени месторождений и проявлений полезных ископаемых автором[1] произведено минерагеническое районирование территории. При этом были учтены различные факторы: площадное размещение месторождений и проявлений различных формаций, этапы формирования структур, связь минералообразования с седиментационными и тектоническими процессами, палеогеографические, литолого-фациальные и другие условия. Выделено 26 металлогенических зон и областей. В докладе приводится их металлогеническая характеристика. Кроме того, при описании зон и областей в них выделены более мелкие рудные зоны, районы и рудные поля. Доклад иллюстрируется схемой структурно-металлогенического районирования территории.

УДК [550+553.0](574-191)(042.2)

Р. А. Борукаев, В. Г. Ли, Н. М. Митряева, К. М. Муканов, А. А. Попов, Г. Н. Щерба

(Институт геологических наук АН Казахской ССР)

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ УСПЕНСКОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ В ЦЕНТРАЛЬНОМ КАЗАХСТАНЕ

Успенская герцинская тектоническая зона расположена среди палеозоид Центрального Казахстана и протягивается в субширотном направлении более чем на 400 *км*. Она выражена в виде полосы развития среднегерцинских вулканогенно-осадочных морских фаций, цепи древних вулканов, мощных поясов средне-и позднегерцинских интрузий, зон линейной складчатости и смятия пород.

По вертикали подвижная зона ограничена глубинными раз-

[1] Кроме своих данных по металлогении района нами были использованы материалы других исследователей.

ломами, сформировавшими в разрезе земной коры трог с увеличенной мощностью земной коры, достигающей 52 *км*. Свою активность подвижная зона начала проявлять с девонского времени и стабилизировалась в перми. Вдоль нее сформировался рудный пояс с железо-марганцевыми и полиметаллическими месторождениями атасуйского типа и молибденовольфрамовыми рудами, связанными с гранитоидами.

Комплексное исследование Успенской зоны показало возможности применения различных геологических и геофизических методов для изучения древних глубинных подвижных зон и закономерностей развития связанного с ними оруденения.

VI. МЕТАЛЛОГЕНИЯ ОЛОВА

УДК 553.45:552.3:553.061.2(042.2)

М. Г. Руб
(ИГЕМ АН СССР)

ОСОБЕННОСТИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА И ГЕНЕЗИСА ОЛОВОНОСНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ И ХАРАКТЕР СВЯЗИ С НИМИ ОРУДЕНЕНИЯ

1. Оловоносными являются обычно сложные многофазные кислые интрузивные и вулкано-плутонические комплексы. В некоторых регионах (Мексика) оловоносными являются и кислые вулканические комплексы (риолитовая формация).

Возраст оловоносных магматических комплексов варьирует в широких пределах от докембрия до кайнозоя, но масштабы сопровождающих их оловорудных месторождений различны и возрастают к верхнему мезозою. Так, наиболее продуктивными являются мезозойские оловоносные магматические комплексы, с которыми связано более 50% оловорудных месторождений мира.

2. Оловоносные магматические комплексы локализуются в разнообразных геолого-структурных условиях. Они отмечаются как в пределах щитов и платформ, так и в складчатых областях. При этом подавляющее большинство оловоносных магматических комплексов является обычно постскладчатыми и приурочены к зонам крупных тектонических нарушений. При формировании описываемых комплексов как на щитах и древних платформах, так и в складчатых областях большую роль играли процессы тектоно-магматической активизации.

3. При формировании многофазных оловоносных интрузивных комплексов ранние фазы представлены обычно кварцевыми диоритами, гранодиоритами и граномонцонитами, затем происходит образование нормальных биотитовых гранитов, а затем лейкократовых и аляскитовых гранитов. В оловоносных вулкано-плутонических комплексах магматическая деятельность начинается обычно с излияния эффузивов и образования субвулканических пород, затем формируются интрузии. В пределах вулкано-плутонических комплексов хорошо устанавливается комагматичность эффузивных, суб-

вулканических и интрузивных образований, о чем свидетельствуют выделенные нами структурно-геологические, минералого-петрографические и петрохимические критерии. Таким образом, при формировании оловоносных магманических комплексов от более ранних фаз к поздним происходит покисление магмы и обогащение ее щелочами, особенно калием, а также летучими компонентами и рудными элементами, в частности оловом. При этом постепенно уменьшается роль кальция, магния и железа.

4. В ряде регионов при формировании оловоносных магматических комплексов большую роль играли процессы ассимиляции и гибридизма, происходящие как в нижнем, так и в верхнем структурном ярусах. Явления ассимиляции и гибридизма, которые весьма интенсивно происходили в первые стадии развития магматического очага, нарушили нормальный ход магматической дифференциации и способствовали, вероятно, скоплению большого количества летучих компонентов и рудных элементов в кислом остаточном расплаве.

Сопоставление химического состава эффузивных и интрузивных пород оловоносных вулкано-плутонических комплексов показало, что состав эффузивных пород более отчетливо отражает состав первичной магмы, а состав интрузивных пород свидетельствует о том, что при формировании большую роль играли процессы дифференциации, в том числе и эманационной, и процессы ассимиляции и гибридизма.

5. Для гранитов заключительных фаз и субфаз оловоносных магматических комплексов характерно повышенное содержание кремнезема и щелочей, особенно калия, и пониженное содержание окисей кальция, магния и железа. Они занимают промежуточное положение между средним типом гранита и аляскита. Некоторые отклонения объясняются либо влиянием вмещающей среды, либо тем, что анализировались граниты, затронутые процессами грейзенизации. Кроме того для оловоносных гранитов характерно также повышенное количество летучего фтора.

6. Оловоносные магматические комплексы, в том числе и вулкано-плутонические, отличаются от неоловоносных повышенным по сравнению с кларковым содержанием олова, количество которого обычно колеблется от 10 до 60 *г/т*, достигая максимума в поздних, наиболее кислых дифференциатах.

Среди породообразующих минералов этих гранитов максимальное количество олова установлено в биотитах (от 55 до 400 *г/т*), однако главным концентратором олова в оловоносных гранитах являются акцессорные минералы. Проведенные исследования показали, что даже при незначительном содержа-

нии акцессорного касситерита, равном 0,01%, на его долю приходится примерно в десять раз больше олова, чем на все породообразующие минералы, составляющие 99,99%.

Повышенное количество олова установлено в таких акцессорных минералах, как ортит, сфен, циркон, колумбит и др. Содержание олова в ортитах, колумбитах оловоносных гранитов колеблется от сотых долей % до 0,1—0,3%. Повышенное количество олова установлено в турмалинах, топазах и флюоритах оловоносных гранитов.

Имеющиеся материалы свидетельствуют о том, что акцессорные минералы являются главными концентраторами олова и других присутствующих в магме рудных элементов и летучих компонентов и одним из индикаторов металлогенической специализации на олово. Другим индикатором металлогенической специализации на олово являются цветные минералы, в частности биотиты.

7. Не только разновозрастные, но и одновозрастные оловоносные магматические, в том числе и вулкано-плутонические, комплексы, расположенные в различных регионах, даже в разных районах Тихоокеанского пояса, наряду с общими чертами, обладают некоторыми петрохимическими и геохимическими особенностями (М. Г. Руб, 1967). Имеющийся материал по различным районам Тихоокеанского пояса свидетельствует о существовании провинциальных отличий в составе гранитной магмы. Эти отличия объясняются, вероятно, особенностями состава субстрата, в котором происходило зарождение очагов гранитной магмы. Кроме того, эти отличия обусловлены также составом и количеством газовой фазы, влияющей на ход кристаллизации магматического расплава и способствующей накоплению рудных элементов в остаточном магматическом расплаве.

8. Для образования оловоносных магматических комплексов необходимо как наличие олова в субстрате, из которого образовалась гранитная магма, так и ряд других факторов: 1) богатство магматического расплава летучими элементами, особенно фтором и водой; 2) благоприятные физико-химические условия, в которых происходило становление данного магматического комплекса, приводящие к накоплению олова в остаточном магматическом расплаве. Об этом можно судить по изучению представителей ранних и поздних фаз отдельных комплексов. В частности, показателем рудоносности является резкое увеличение содержания олова и летучих элементов в породах заключительных фаз и субфаз по сравнению с содержанием их в представителях ранних фаз, а также неравномерное распределение олова и летучих компонентов в магма-

тических породах, особенно в породах заключительных фаз; 3) благоприятная геолого-структурная обстановка; 4) наличие соответствующих кристаллохимических факторов, способствующих не рассеиванию олова в других минералах, а образованию самостоятельных минералов и др.

9. Оловорудные месторождения различных генетических типов связаны с развитием сложных многофазных кислых интрузивных, вулкано-плутонических, а в некоторых случаях и вулканических комплексов. Однако характер этой связи различен. Так, оловоносные пегматиты и месторождения касситерито-кварцевой формации обычно непосредственно связаны с оловоносными магматическими комплексами, в то время как при образовании месторождений касситерито-силикатной и касситерито-сульфидной формаций эти связи более сложны. В последнем случае магматические и постмагматические образования являются производными единого магматического очага.

УДК 553.45(575.11+574.13) (042.2)

С. А. Синайский, В. Г. Буров, Н. И. Дорошенко

(Управление геологии Киргизской ССР)

ОЛОВОНОСНОСТЬ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СРЕДНЕЙ АЗИИ И ЮЖНОГО КАЗАХСТАНА

I. История геологических исследований

Олово в Средней Азии было известно с древних времен (Лапас, Кальтасай, Кызылгура, Сары-Булак, Уч-Кошгон, Атджайляу и др.). Однако к моменту развертывания геологических исследований в Средней Азии (в послеоктябрьский период) сведения о месторождениях олова, разрабатывавшихся в древности, были утрачены, и поисковые работы пришлось начинать заново.

В Таджикистане первая, случайная находка касситерита относится к 1930 г., когда на южном склоне Гиссарского хребта, близ Душанбе, в пегматитовой жиле по р. Харангон был обнаружен оловянный камень.

В Киргизии олово впервые было установлено в рудах Ак-Тюза (Ю. В. Ивенсен) в 1932 г., а в 1933 г. находки касситерита стали характерны уже для большого количества районов Средней Азии (Туркестанский хребет, горы Алтын-Тау и Кара-Тюбе).

Первые прогнозы для поисков оловорудных месторождений на территории Средней Азии были сделаны группой геологов под руководством Б. Н. Наследова (1932 г.).

С этого времени поискам оловоносных объектов в Средней Азии уделялось значительное внимание. Однако в темпах поисковых и геолого-разведочных работ на олово были бурные взлеты (Туркестанский хребет — 1933 г., Ак-Тюз — 1935 г., Такфон—1939 г., Майхура — 1941 г., Карнап и Лапас — 1949—50 гг., Уч-Кошкон и Сары-Булак—1954—55 гг.), а также резкие спады. Это связано с тем, что восточные районы страны (Забайкалье, Приморье и др.) оценивались как наиболее перспективные площади для обнаружения промышленно ценных объектов олова, чем Средняя Азия. В силу этого в послевоенный период специализированные работы на олово в Средней Азии проводились в ограниченных масштабах.

Это положение сохранялось до начала шестидесятых годов, когда в бассейне р. Сары-Джаз был открыт ряд перспективных месторождений. Начиная с 1962 г. в Средней Азии поисковые работы на олово были возобновлены. В результате выявлены перспективные оловоносные участки на Памире, Чаткале, западном Ак-Шийряке, восточном Терскее, Таласе и др.

Таким образом, Средняя Азия становится новым оловорудным районом страны.

II. Генетические типы месторождений олова Средней Азии

Оловорудные проявления Средней Азии по минеральным ассоциациям, морфологии рудных тел и условиям залегания весьма разнообразны и порою довольно необычны в силу специфических геологических условий этой части СССР.

Группой исследователей ВИМСа (М. П. Материков, А. Б. Павловский, Н. К. Маршукова) был обобщен большой фактический материал по оловоносности Средней Азии, полученный среднеазиатскими геологическими управлениями, и на его основании выделен ряд групп оловорудных месторождений.

1. *Силикатно-кварцевая группа оловорудных месторождений, богатых кварцем и алюмосиликатами щелочей.* К ним относятся оловоносные пегматиты (Алтын-Тау в Каракумах, горы Кара-Тюбе, Южный Памир, хребет Иныльчек и др.), кварцевые жилы (месторождение Ташкоро в Сары-Джазском районе, Саргардон, Ой-Гаинг, Курнос в Чаткало-Кураминских горах, Орто-Бойсорун, Чон-Урюкты в хр. Кунгей и др.) и зоны грейзенизации (Чангалли в Зирабулакских горах, Трезубец в районе Базар-Даринского гранитного интрузива и др.).

Месторождения этой группы объединяет тесная приуроченность к материнским интрузивным телам.

2. *Силикатно-сульфидная группа оловорудных место-*

рождений, богатых сульфидами или алюмосиликатами железа. Для месторождений этой группы характерна тесная парагенетическая ассоциация касситерита с сульфидами железа, мышьяка, меди, цинка, свинца и других металлов.

Здесь могут быть выделены формации оловоносных скарнов (Караваш в среднем течении р. Нарын, Майхура, Такфон и Миранкуль в Таджикистане, Суходол в Сары-Джазском районе и др.), касситеритово-силикатная формация (Уч-Кошкон и Трудовое в Киргизии, Карнаб в Западном Узбекистане, Джар-Конуш в Киргизском хребте и др.), касситеритово-сульфидная формация (Мушистон в Таджикистане, Ак-Тюз, Курган, Сары-Дальча и Майда-Адыр в Киргизии и др.) и касситеритово-карбонатно-сульфидная формация (Сары-Булак в Киргизии, Лапас, Кочкарлы, Кальтасай и Кызыл-Гура в западном Узбекистане).

По своему практическому значению наиболее перспективной для Средней Азии, по-видимому, будет являться силикатно-сульфидная группа оловорудных месторождений.

3. Развитие оловоносности во времени

Формирование оловорудных месторождений Средней Азии тесно связано с магматизмом. К настоящему времени на рассматриваемой территории выделяются докембрийский, каледонский, герцинский и мезо-кайнозойский магматические циклы. С первыми двумя связывается небольшое количество, в основном малоперспективных оловоносных проявлений (Чон-Урюкты, Орто-Байсорун в хребте Кунгей, месторождение Караваш в бассейне среднего Нарына, месторождение Ой-Гаинг в Таджикистане).

Основная масса оловянных месторождений и рудопроявлений Средней Азии и Южного Казахстана ассоциируется с герцинскими интрузиями.

Магматические образования мезо-кайнозойского цикла и связанные с ними оловянные проявления имеют место в пределах Центральной зоны Памира.

Таким образом, возрастной диапазон формирования оловянных месторождений весьма широк, что расширяет перспективы и создает благоприятные возможности для открытия в пределах Средней Азии и Южного Казахстана новых месторождений олова.

4. Размещение рудоносных интрузий

Имеющийся к настоящему времени материал (о котором более подробные сведения будут приведены в докладе) по оловоносным интрузиям позволяет говорить о том, что их

размещение тесно увязывается с пространственным положением своеобразных оловоносных поясов (например, один из наиболее интересных поясов прослеживается в восточном окончании хребта Кокшаал-Тау на территории Китая, затем переходит в бассейн рек Инылъчек и Каинды, далее к западу отмечается в бассейнах рек Ак-Шийряк и Ак-Сай, регистрируется в районе озера Чатыр-Куль, переходит на южный склон Алайского хребта и, по мнению М. П. Материкова, прослеживается в районе Зеравшанского хребта вплоть до его затухания в пределах Зиаэтдино-Зирабулакских гор). Таких, а может и более мелких по масштабам, поясов в будущем будет выделено несколько, так как имеются довольно убедительные для этого предпосылки.

В пределах таких «поясов» размещаются и оловоносные интрузии, разнообразные по облику, составу и, возможно, возрасту. Общим для них является повышенное содержание олова и ему сопутствующих элементов, что может служить хорошим критерием для выделения потенциально оловоносных районов. Помочь в этом направлении, как указывают работы Т. А. Додоновой, могут минералы-концентраторы (а, возможно, сорбенты) интрузивных пород.

В итоге можно говорить о специфической, тесной пространственной связи: оловоносный «пояс» — оловоносная интрузия — оловоносный район — проявления олова.

5. Размещение оруденения

На территории Средней Азии и Южного Казахстана к настоящему времени выделено несколько крупных тектонических зон (характеристика их будет дана в докладе), где имеются проявления олова:

Северная зона Тянь-Шаня (хребты Киргизский, Таласский, Заилийский, Кунгей, Терскей, Сусамыр в Киргизской ССР, Кетмень и часть Чу-Илийского хребта в Казахской ССР). Здесь известно большое количество проявлений олова (Ак-Тюз, Ак-Таштьі, Таш-Коро, Чирканак, Керегеташ, Кызыл-Су, Чон-Урюкты и др.), требующих своей переоценки как возможных промышленных объектов.

Центральная зона Тянь-Шаня объединяет на территории СССР Нарынскую депрессию и северные склоны хребта Кокшаал-Тау. На западе ограничивается Ферганским хребтом, на юге и востоке прослеживается на территории Китая. На данной площади известны месторождения и рудопроявления олова (Атджайляу, Таш-Коро, Трудовое, Уч-Кошкон, Сары-Бу-

лак и др.), представляющие значительный промышленный интерес.

Западная зона Тянь-Шаня включает хребты Кураминский, Чаткальский, Пскемский и Угамский. В пределах данной зоны известно большое количество проявлений олова и шлиховых ореолов касситерита. В последнее время в районе Чаткальского хребта обнаружено перспективное оловорудное месторождение Узун-Булак.

Южная зона Тянь-Шаня охватывает огромную территорию (Алайский, Туркестанский, Зеравшанский, Гиссарский хребты, Зирабулак-Зиаэтдинские и Нуратинские горы и горы Тамды-Тау). Соответственно масштабам зоны отмечается также большое количество оловянных месторождений и оловорудных районов (Сары-Дальча, Майхура, Такфон, Карнап, Лапас, Чангали, Кермине, Кочкарлы).

Северная зона Памира отделена от Тянь-Шаня Алайской долиной и Таджикской депрессией. Южной границей зоны служит крупное нарушение, проходящее по северным склонам Язгулемского и Музкольского хребтов. Зона характеризуется широким развитием пегматитовых жил с оловянным и редкометальным оруденением.

Центральная зона Памира на севере граничит с Северной, на юге же огибает массив древних кристаллических пород Южной зоны. В пределах этой зоны известны оловянные проявления (Трезубец и Элисуйское) и перспективные площади восточной и средней частей Базар-Даринского хребта.

Южная зона Памира примыкает на севере к Центральной зоне и представляет собою часть крупного срединного массива, расположенного в пределах Гиндукуша и Кара-Корума.

Таким образом, благоприятная геологическая обстановка и наличие большого количества проявлений олова, среди которых имеются и промышленные, позволяют положительно оценивать перспективы оловоносности Средней Азии и Южного Казахстана. Здесь намечается целый ряд крупных оловоносных зон и отдельных районов, перспективных на олово, среди которых заслуживают постановки специальных поисковых работ на олово Ак-Шийряк—Сары-Джазская оловорудная провинция (включает Инылчекский, Ак-Сайский и Ак-Шийрякский рудные районы), Таласский, Алайский, Барскаунский, Западно-Ак-Шийрякский и Чаткальский рудные районы Киргизии; восточная часть хребта Терскей-Алатау в Южном Казахстане; некоторые участки Зиаэтдин-Зирабулак-Каратюбинской зоны и Зеравшано-Гиссарской области в Узбекистане и районы развития мезо-кайнозойских интрузий на Памире.

УДК 553.4 (042.2)

Г. М. Мейтув, В. В. Иванов, Т. А. Иванова
(ИМГРЭ)

ОБ ОБЩИХ ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ РАЗМЕЩЕНИЯ РЕДКОМЕТАЛЬНО-СУЛЬФИДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В балансе олова, вольфрама, молибдена, а в последнее время висмута и некоторых других редких элементов все большую роль начинают играть гидротермальные сульфидные месторождения (Восточные районы СССР, Средняя Азия, Казахстан и т. д.).

Во всех случаях месторждения этой группы приурочены к положительным структурам: к поднятиям в пределах платформ и поднятым блокам в складчатых областях. Они распространены в районах со сходными чертами геологического развития. В геологическом разрезе таких районов широким распространением пользуются различные силикатные терригенные осадочные и гранитоидные изверженные породы. Это области древних платформ (Приазовье) или различные складчатые области и зоны реактивизации (Восточное Забайкалье, Якутия, Алтай, Киргизия).

Рудно-магматические комплексы таких районов формировались в послескладчатый период развития структур, в условиях значительной мощности земной коры (30—50 *км*), когда отношение «гранитного» и «базальтового» слоев было близким к единице. Пердставители месторождений этой группы характеризуются четкой геологической позицией — все они приурочены к относительно поднятым участкам областей блокового строения, располагаясь, как правило, в краевых частях блоков, нередко в местах их наибольшего изгиба.

Месторождения залегают в породах различного состава (силикатных, карбонатных(и возраста. Однако в силу того, что они тяготеют к поднятиям, в строении которых отложения верхних структурных этажей пользуются незначительным распространением, минерализация приурочена к наиболее древним, для данного района, породам.

Развитые в районах проявления редкометально-сульфидных месторождений наиболее близкие к ним по возрасту изверженные породы обычно представлены трещинными гранитоидными интрузиями умеренно кислого состава и пестрой серией дайковых пород кислого, среднего и основного состава. И те, и другие приурочены к длительно развивающимся зонам разломов. Для областей наиболее древней консолидации, где

промежуток времени от момента поднятия области до проявления магматизма и рудообразования исчисляется сотнями миллионов лет, в связи с редкометально-сульфидными месторождениями весьма типично проявление щелочных пород. Это в первую очередь относится к краевым участкам платформ (Северная Киргизия, Приазовье,) но может иметь место и в наиболее древних консолидированных поднятиях складчатых областей (Север Восточного Забайкалья).

Многие типы месторождений редкометально-сульфидной группы открыты в самое последнее время и опыт их металлогенического прогнозирования еще не накоплен, поэтому установление общих региональных закономерностей их размещения имеет большое практическое значение.

УДК 553.0(235.216-191)(042.2)

А. Б. Павловский
(ВИМС)

НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ САРЫ-ДЖАЗСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

1. Сары-Джазский рудный район входит в оловоносный пояс Южного Тянь-Шаня, охватывающий области развития краевых разломов и наложенных геосинклинальных прогибов. Для него характерно разнообразие и обилие месторождений и рудопроявлений полезных ископаемых, возникших в эпоху верхнепалеозойской металлогении. Ведущим в металлогении Сары-Джазского района является оловянное оруденение в ассоциации с вольфрамом, редкими металлами, шерлом, фтором и полиметаллами, нередко присутствующими в рудах совместно и в существенных концентрациях.

2. Месторождения тяготеют к области сочленения Ферганo-Кокшаальской структурно-фациальной зоны с консолидированной жесткой структурой Сары-Джазского срединного массива и пространственно тесно ассоциируются с интрузиями верхнепалеозойского комплекса, положение которых определяется региональными разломами глубокого заложения, отделяющими складчатую область от срединного массива (Ат-Баши-Инылъчекский и серия с ним сопряженных разломов).

3. Оловянное оруденение представлено месторождениями различных генетических типов и формаций, что обусловлено в первую очередь характером связи месторождений с магматическими источниками и особенностями геологического строе-

ния района, в котором карбонатные породы составляют существенную часть геологического разреза и оказывают большое влияние на ход магматической дифференциации и условия становления рудоносных интрузий, а также во многом определяют характер миграции рудоносных растворов и рудоотложения.

4. Проявления касситерит-кварцевой формации генетически связаны с массивами двуслюдяных гранитов, относимыми к последней, третьей фазе верхнепалеозойского комплекса. Этот тип оруденения характеризуется преобладающим развитием минерализации, возникшей в результате автометасоматических процессов в двухслюдяных гранитах, и образован тремя следующими друг за другом стадиями минерализации—альбитовой, грейзеновой и кварцевой. Процессы автометасоматической альбитизации и грейзенизации, сопровождавшиеся рассеянной редкометальной и редкометально-вольфрам-оловянной минерализацией, имеют преимущественно площадный характер и развиты по всей массе двуслюдяных гранитов. В апикальных частях массивов двуслюдяных гранитов и в незначительном от них удалении, среди более ранних биотитовых гранитов и их апофиз развиты жильные касситерит-вольфрамит-кварцевые проявления наиболее поздних периодов грейзеновой и кварцевой стадий.

5. Несколько более поздние проявления касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной формаций, составляющие основу оловянного оруденения района, несмотря на довольно тесную приуроченность к интрузивным контактам, непосредственно не связаны с конкретными интрузивами. Их многостадийное и разнообразное оруденение развивалось в четыре последовательные стадии минерализации: кварц-гурмалиновую, турмалин-флюоритовую, кварц-сульфидную и кварц-флюорит-карбонатную. Основными продуктивными стадиями, давшими в одних случаях собственно оловянные или редкометально-вольфрам-оловянные руды, а в других — оловянно-полиметаллические руды, являются турмалин-флюоритовая и кварц-сульфидная стадии. Ряд специфических минералого-геохимических и морфогенетических особенностей этих месторождений обусловлен залеганием их среди карбонатных пород.

6. Анализ металлогенической специализации гранитоидных интрузий различных формаций показывает, что те и другие обладали многими сходными геохимическими чертами, свидетельствующими о их генетическом родстве. Оловорудные месторождения района имели общий магматический источник, последовательными производными которого явились ранние контаминированные породы (габброиды), биотитовые граниты,

пегматоидные двуслюдяные граниты с касситерит-кварцевой минерализацией и, наконец, месторождения касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной формаций, связанные с наиболее глубинными частями магматического очага.

УДК 552.3:550.40:553,0(235.216-0С) (042.2)

Б. Б. Фунт

(Управление геологии Киргизской ССР)

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ КАК ОДИН ИЗ КРИТЕРИЕВ ПРОГНОЗНОЙ ОЦЕНКИ РУДОНОСНЫХ ПЛОЩАДЕЙ

(На примере Сары-Джазского района)

Оловянное оруденение западного окончания Иныльчекского хребта (Сары-Джазский район) расположено в восточной части Ат-Баши-Иныльчекской герцинской эвгеосинклинальной зоны Южного Тянь-Шаня. Район в основном сложен отложениями верхнего силура, представленными как терригенно-карбонатными фациями, так и вулканитами основного состава. Породы дислоцированы в северо-восточном направлении, с которым совпадают и главные дизъюнктивные нарушения, являющиеся магмоподводящими. Интрузии района представлены несколькими гранитоидными комплексами верхнего палеозоя (Додонова, 1967 г.).

Оловянное оруденение района пространственно и, вероятно, парагенетически связано с гранитоидными интрузиями верхней перми, представляющими собой формацию «малых интрузий» геосинклинального этапа развития Южно-Тянь-Шаньской тектонической области.

Морфология интрузивных тел отвечает секущим или пластовым дайкам, мелким штокам сложной конфигурации с многочисленными апофизами.

Названные интрузии сложены гранитоидами гипабиссальной фации с повышенной щелочностью. Среди них наблюдаются лейкограниты, аляскиты, фельзит-порфиры, фельзиты, кварцевые альбититы, альбитовые аплиты, аплитовидные граниты (лланиты) и т. п.

Наиболее примечательной минеральной особенностью перечисленных пород является присутствие первичного альбита, слюды и наложенных — турмалина и топаза.

Рассматривая петрографию «малых интрузий», необходимо остановиться на самых поздних образованиях, связанных с

интрузивным магматизмом района,— метасоматических породах. Они развиты как в экзо- и эндоконтактах массивов порфировидных гранитов батолитовой формации (Ташкоринский массив), так и в интрузиях более поздних комплексов, включая «малые интрузии» верхней перми. Метасоматические породы развиты в виде вытянутых зон и местами слагают самостоятельные дайки.

По составу среди метасоматитов есть как калиевые, так и натровые породы. При калиевом метасоматозе идет изменение структур пород с превращением их в кристаллобластовые и упрощение минерального состава вплоть до образования мономинеральных калишпатитов. При натровом метасоматозе идет альбитизация вплоть до образования альбититов с порфиробластами шахматного альбита. Процесс щелочного метасоматоза наибольший размах получил после формирования комплекса «малых интрузий».

Петрохимический анализ как магматических, так и метасоматических пород свидетельствует о генетической взаимосвязи всего ряда пород, начиная от гранитоидов батолитовой формации и кончая«малыми интрузиями» верхней перми и метасоматитами. Изменение химизма идет в направлении повышения содержания кремнезема, хотя коэффициент кислотности Q сначала постепенно повышается, а затем несколько снижается в щелочных дайках, суходольских гранитах и метасоматитах. Зато показатель щелочности — отношение $\frac{'}{c}$ непрерывно возрастает, достигая максимума в щелочных породах, где натрия больше, чем калия. Содержание извести постепенно падает. Так же, но с большей контрастностью уменьшается содержание суммы окислов железа, окислов магния и титана. Таким образом, при развитии магматических пород района наблюдается тенденция к обогащению более поздних образований щелочами, кремнеземом при относительном уменьшении кислотности в собственно щелочных разностях, а также падение основности и обеднение фемическими элементами, что и фиксируется в лейкократовости пород.

Рассмотрение поведения акцессорных элементов в магматических породах района подтверждает так же, как и петрохимический анализ, их генетическую взаимосвязь и парагенезис с ними рудных элементов. Кроме петрогенных элементов в большинстве пород установлены Cu, Pb, Sn, F, Bi, W, Mo, Nb, Sr, Ba, Ni, Cr, Zr и многие другие. Локальные геохимические фоны установлены для каждой петрографической разновидности разновозрастных пород с применением метода статистико-

математической обработки полуколичественных спектральных анализов для следующих элементов: Sn, Pb, F и многих других. Сравнение полученных величин с земными кларками по Виноградову (1962) для кислых пород показало, что все они в несколько раз (от 2 до 20) выше. Но повышение геохимического фона для различных элементов различно. Наблюдается определенная закономерность изменения фона от более древних к более молодым гранитоидам района.

Для олова фиксируется постепенное нарастание фона от порфировидных (3 кларка, $1 \cdot 10^{-3}\%$) к щелочным лейкогранитам верхней перми, где он достигает максимума (10 кларков, $3 \cdot 10^{-3}\%$ и 20 кларков, $6 \cdot 10^{-3}\%$). Такая же закономерность намечается для сопутствующих летучих элементов — фтора и других. Максимальное фоновое содержание фтора 1,1%. Установлено в лейкократовых гранитах верхней перми (суходольский тип), что минералогически выражено в присутствии в данных породах топаза. Нарастание фона олова можно скорее всего объяснить мобилизацией элемента воздействия процессов щелочного метасоматоза на более молодые породы, что констатируется в петрографических изменениях пород. Аномальные содержания олова, достигающие местами целых процентов, приурочены к щелочным метасоматитам-альбититам как подвергшимся воздействию более поздней грейзенизации, так и не грейзенизированным.

Если олово является постоянным элементом всех рассматриваемых пород, а не только рудных образований. то вольфрам фиксируется спорадически. Он установлен в поздних дайках, щелочных метасоматитах, являющихся рудными образованиями и залегающих, как правило, в карбонатной среде, а также в дайках с наложенным сульфидным оруденением. В контакте с карбонатной средой наблюдается шеелит, а в силикатной — кварцевые жилы с вольфрамитом.

Висмут также является непостоянным элементом изверженных пород. Наибольшее количество проб, содержащих Bi в количествах от $1 \cdot 10^{-3}$ до $2 \cdot 10^{-2}\%$ (превышение земного кларка в десятки тысяч раз), приходится на дайковые породы верхней перми (аплиты, фельзиты, м/кр. граниты). Встречается он на грейзенизированных участках суходольского массива, а также в эндоконтакте Атджайляуского массива порфировидных гранитов. В экзоконтакте последнего расположены поздние комплексные касситерит-сульфидные руды, содержащие промышленные количества Bi — 0,2%, Sn — 1%, а также Pb, Cu, As, Ag. Вероятно, Bi идет с наиболее поздними рудоносными растворами, отвечающими сульфидной стадии.

Из рассмотренного выше поведения рудных элементов

лами и элементами оловорудных месторождений данного региона.

в изверженных и метасоматических породах района можно сделать следующие предварительные выводы. Наблюдается нарастание геохимической специализации на олово гранитоидных комплексов района от среднекарбоновых к позднепермским параллельно с увеличением их щелочности и обогащением летучими компонентами. Это, по-видимому, связано с ходом дифференциации магматического очага, в котором шло накопление щелочей, обогативших постмагматические растворы. Движение последних вызвало мощные процессы метасоматоза вдоль глубинных и оперяющих их разрывных структур. Процессы щелочного метасоматоза сыграли решающую роль в мобилизации рассеянных рудных элементов, вплоть до образования рудных концентраций.

Следовательно, одним из важных поисковых критериев для данного района является наличие, наряду с гранитоидами, содержащими повышенные количества олова и других элементов, зон щелочных метасоматических образований.

УДК [550.40+553.0]:552.3:551.735.9(235.216-191)(042.2)

Э. Б. Байбулатов, К. Д. Боконбаев, М. Д. Бошнякович, Л. И. Соломович

(Институт геологии АН Киргизской ССР)

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО ИНТРУЗИВНОГО КОМПЛЕКСА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФЕРГАНО-КОК-ШААЛЬСКОЙ СТРУКТУРНОЙ ОБЛАСТИ

В Восточной части Фергано-Кок-Шаальской структурной области развито значительное количество интрузий габброидов, гранитоидов и сиенитов, приуроченных к местам развития разрывных тектонических нарушений, отделяющих, в большинстве случаев, одни структурные зоны от других.

Наиболее широко развит верхнепалеозойский интрузивный комплекс. По данным М. М. Пуркина и по нашим наблюдениям, он сложен породами пяти интрузивных фаз.

Первая фаза представлена габброидами, образующими небольшие тела, вытянутые в широтном направлении.

Вторая фаза представлена гранодиоритами и развита в виде небольших ксенолитов в массе биотитовых гранитов, слагающих третью фазу. Встречается редко.

Третья фаза отвечает батолитовому этапу развития магматизма; в этот период были сформированы наиболее крупные

массивы данного региона. Они сложены крупнозернистыми, местами порфировидными биотитовыми гранитами.

Четвертая фаза представлена лейкократовыми гранитами, зачастую образующими массивы относительно небольших размеров.

В пятой фазе формируются малые интрузии, объединяющие разнообразные дайки и мелкие штоки гранит-порфиров, кварцевых порфиров и мелкозернистых гранитов.

О комагматичности перечисленных гранитоидов свидетельствуют, помимо общегеологических материалов, общность их петрохимического состава и его закономерное изменение, общность акцессорных минералов и химических элементов.

Все представители верхнепалеозойского интрузивного комплекса характеризуются постоянным присутствием типоморфных акцессорных минералов олова, мышьяка, тантала, ниобия, фтора, лития. По сравнению с кларками для соответствующих типов пород их в нашем случае несколько больше. Так, содержание олова выше в 10—15 раз, тантала — в 5 раз и т. д. При этом при переходе от ранних фаз к более поздним содержания вышеотмеченных элементов увеличиваются. Все это свидетельствует об оловянной и некоторой другой геохимической специализации верхнепалеозойского интрузивного комплекса.

Восточная часть Фергано-Кок-Шаальской структурной области является частью Южно-Тянь-Шаньского оловорудного пояса, прослеживающегося от восточного окончания хребта Кок-Шаал-Тау на востоке до Алайского хребта включительно на западе.

В пределах рассматриваемой нами части выделяется три оловорудных района: Инылъчекский, Ак-Шийрякский и Ак-Сайский. Повсеместно оловянное оруденение контролируется породами верхнепалеозойского интрузивного комплекса.

Одним из наиболее ярких критериев металлогенической связи с ним послемагматического оруденения является общность типоморфных акцессорных минералов и химических элементов с вещественным составом рудных образований.

В рассматриваемом нами случае для пород верхнепалеозойского комплекса типоморфными акцессориями являются касситерит, арсенопирит, шерл, флюорит, пирит, халькопирит, самородное олово, монацит, колумбит, ближе неопределенный тантало-ниобат и некоторые другие. Основные же типоморфные элементы указаны выше.

Отмеченные выше типоморфные минералы и элементы являются в большинстве своем основными рудными минера-

УДК 553.45(575.3-191)(042.2)

И. В. Мушкин, В. А. Кутенец
(Управление геологии Таджикской ССР, трест «Самаркандгеология»)

НОВЫЙ ТИП РЕДКОМЕТАЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В АЛАЙСКОМ ОЛОВОРУДНОМ РАЙОНЕ (Центральный Таджикистан)

1. Алайский оловорудный район, в понимании М. П. Материкова и др. (1964), охватывает Восточный Каратегин и западную половину Алайского хребта. Из всех известных здесь до последнего времени проявлений олова в качестве наиболее перспективных рассматривались представители касситерито-сульфидной формации и формации оловоносных скарнов.

2. Работами авторов в 1965—1967 гг. установлено, что одним из наиболее перспективных типов редкометального оруденения в пределах южной части провинции, на территории Таджикской ССР, являются зоны альбитизации в гранитоидах, превращенных в апогранитные альбититы.

3. Редкометальное проявление Калай-Занку приурочивается к пластообразной интрузии плагиогранитов (Pz_3?), прорывающей кристаллические сланцы предположительно докембрийского (по М. М. Кухтикову) возраста. Плагиограниты сопровождаются дайковой фацией турмалинизированных мелкозернистых гранитов, турмалин- и гранатсодержащих пегматитов. По содержанию олова в биотитах (20 *г/т*) породы интрузива отвечают «неоловоносным гранитам».

4. Наряду с щелочноземельными гранитоидами в районе развита более молодая интрузия щелочных сиенитов и граносиенитов — ярмазарская. По данным спектрального анализа, биотиты последних содержат олово — 120 *г/т*, что отвечает содержанию этого металла в оловоносных гранитах; в амазонитовых пегматитах — жильных производных щелочных пород установлен акцессорный касситерит (до 850 *г/т*).

5. Редкометальная минерализация в интрузии Калай-Занку, локализованная в апоплагиогранитах, представлена касситеритом, вольфрамитом, акцессорными торитом, галолинитом, фергюсонитом, эвклазом, бертрандитом, протолитионитом и ассоциирует с флюоритом, шерлом, сульфидами железа и свинца и т. д.

6. Касситерит из апогранитов габитусально, по цвету и набору элементов-примесей аналогичен таковому из амазонитовых пегматитов, завершающих формирование щелочного

комплекса. Учитывая этот факт, а также тесную связь редкометального оруденения с флюоритовым, авторы считают наиболее вероятной связь рудопроявлений Калай-Занку с щелочным комплексом. Подтверждением сказанному является пониженное содержание олова в биотитах плагиогранитов, отсутствие в этих породах акцессорного касситерита и присутствие в альбититах типоморфных минералов щелочных пород ярмазарской интрузии.

7. При дальнейших поисковых работах в пределах Алайского оловорудного пояса следует иметь в виду, что промышленные концентрации Sn, W и других редких металлов могут быть связаны с апогранитными метасоматитами, в частности — альбититами.

УДК 550.42:549.514.7:553.45(042.2)

Н. Н. Никулин

(Дальневосточный филиал ВИМС)

ЭЛЕМЕНТЫ-ПРИМЕСИ В КАССИТЕРИТАХ — ИНДИКАТОРЫ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ОЛОВОРУДНЫХ ТЕЛ

Микрокомпоненты в минералах эндогенных месторождений могут являться индикаторами условий рудообразования и рудонакопления, т. к. присутствие микрокомпонента не влияет на процессы, протекающие в системе. Вместе с тем физико-химические условия, в которых находится система, и процессы, протекающие в ней, влияют на распределение микрокомпонента между фазами или внутри отдельных фаз (В. И. Лебедев, И. Д. Рябчиков, Л. В. Таусон, Ю. П. Трошин, В. Г. Хлопин и др.).

Изучением характера распределения индия, ниобия и скандия в касситеритах оловорудных месторождений Приамурья, Приморья и Чукотки установлено, что концентрация индия в касситеритах закономерно понижается с глубиной.

На основании этой закономерности распределения индия в касситеритах составлено эмпирическое уравнение определения глубины отложения касситерита от поверхности земли, существовавшей в период формирования оловорудных тел. Оловорудные месторождения Приамурья формировались на глубине 100—3000 *м*, Приморья—500—2500 *м*, Якутии и Чукотки—1000—3000 *м* (имеются в виду месторождения, где изучено распределение индия в касситеритах). Глубина отложения касситерита, отобранного из технологических проб (ЦНИИолово)

на месторождениях Уч-Кошкон и Трудовое (Киргизия), по величине концентрации индия в нем определяется соответственно около 2000 и 2500 *м*.

На ряде оловорудных месторождений констатируется значимая корреляционная связь между концентрациями индия, ниобия, скандия в касситеритах. Эти объекты рассмотрены в координатах (K_3, K_1). K_3 — скандий-индиевое и K_1 — ниобий-индиевое отношения. Выявлено, что индий, ниобий и скандий в касситеритах могут являться дополнительными признаками классификации оловорудных месторождений.

На основе принципов В. Г. Хлопина изучена связь между массой микроэлемента в рудном минерале, отложившегося в определенном объеме рудного тела, и массой микроэлемента минерала-хозяина в этом объеме. Установлено, что зависимость между массой индия в касситеритах, халькопиритах, сфалеритах определенного объема рудного тела и массой олова (касситеритовая форма), меди, цинка описывается степенной функцией, из которой следует, что на природных объектах возможна связь — $P_{мэ}=f(\overline{C_{эп}})$. $P_{мэ}$ — масса макроэлемента минерала-хозяина, отложившегося в определенном объеме рудного тела; $\overline{C_{эп}}$ — средняя концентрация (вес. %) элемента-примеси в этом минерале.

УДК 553.045(235.216-191)(042.2)

Э. Б. Байбулатов, Ю. В. Пивоваров, Л. В. Сквалецкая, С. Е. Сабельников, Л. И. Соломович, В. В. Шилин

(Институт геологии АН Киргизской ССР, Управление геологии Киргизской ССР)

МЕСТОРОЖДЕНИЕ УЧ-КОШКОН КАК ПРЕДСТАВИТЕЛЬ ОЛОВОРУДНОЙ МЕТАЛЛОГЕНИИ В ФЕРГАНО-КОК-ШААЛЬСКОЙ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЙ ОБЛАСТИ

1. В пределах Фергано-Кок-Шаальской структурно-формационной области выделяется крупный оловорудный пояс, прослеживающийся с восточного окончания хребта Кок-Шаал-Тау через Ак-Сай на Алайский хребет и далее к Зеравшанскому хребту. Отмеченный пояс включает ряд оловорудных районов: Сары-Джазский, Ак-Шийрякский, Ак-Сайский и др. Уч-Кошконское месторождение располагается в Ак-Шийрякском районе.

2. Месторождение локализуется в интенсивно дислоциро-

ванном экзоконтакте Ак-Шийрякского массива биотитовых гранитов в метаморфизованных (роговиково-скарноидных) отложениях московского яруса среднего карбона.

3. Рудовмещающая толща образует моноклиналь с простиранием 60—70° и падением 25—30° на северо-запад. Местами она осложнена мелкими складками волочения.

Площадь месторождения с юга примыкает к крупному региональному разлому, ограничивающему с севера Ак-Шийрякскую депрессию.

4. Магматические образования, развитые в пределах месторождения, относятся к верхнепалеозойскому интрузивному комплексу. Самыми древними являются биотитовые граниты и сопровождающие их жильные проявления (мелкозернистые биотитовые граниты и аплиты), слагающие крупный Ак-Шийрякский массив. Широкое развитие имеют представители более молодой фазы малых интрузий: дайки гранит-порфиров. Простирание их 5—10° с падением на запад и 55—60° с падением на северо-запад.

5. Полезный компонент (касситерит) концентрируется в основном в кварц-турмалин-флюорит-касситеритовых жилах и в оловорудных скарнах. Подавляющее большинство жил имеет простирание 10—15° и 20—25° с крутым падением (70—75°) к юго-востоку. Менее распространены жилы с простиранием 55—60° и крутыми углами падения на северо-запад. Эти жилы приурочены, главным образом, к контакту даек гранит-порфиров с вмещающими породами.

6. Морфология рудных жил очень сложна и зависит как от выполняемых разрывных структур, так и от литологических особенностей рудовмещающих пород. Не менее сложна и форма рудоносных скарнов, представленных обычно телами с неправильными очертаниями и весьма нечеткими контактами.

Пострудная тектоника проявлена в основном вдоль рудолокализирующих нарушений. Благодаря этому рудные тела интенсивно раздроблены.

7. В месторождении можно выделить следующие минерало-геохимические формации (в порядке последовательности образования).

I. Роговиково-скарноидная — наиболее ранняя. Своим возникновением она обязана позднеинтрузивным процессам минералообразования. В дальнейшем на нее были наложены постмагматические рудные формации, в результате чего образовались оловоносные скарны.

II. Кварц-молибденитовая, имеющая весьма ограниченное распространение и по генетическим особенностям относящаяся к постинтрузивным образованиям.

III. Кварц-турмалин-флюорит-касситеритовая (постмагматическая), несущая незначительное количество сульфидов. Пользуется весьма широким распространением и образует трещино-метасоматические жилы мощностью до 10—12 *м*. На нее часто накладываются последующие формации и минеральные ассоциации:

а) кварц-арсенопирит-касситеритовая;
б) кварц-халькопирит-флюорит-касситеритовая;
в) кварц-флюорит-касситеритовая;
г) кварц-флюорит-галенит-сфалеритовая;
д) кварц-флюорит-кальцитовая.

По предварительным данным, околорудные изменения представлены окварцеванием, турмалинизацией, флюоритизацией, хлоритизацией и серицитизацией.

Уч-Кошконское оловорудное месторождение представляет собой высокотемпературное гидротермально-метасоматическое образование, парагенно связанное с фазой малых интрузий, представленных дайками гранит-порфиров.

VII. МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЗОЛОТА

УДК 553.411 (47+575) (042.2)

И. С. Рожков
(ЦНИГРИ)

ТИПЫ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СССР И ПОЛОЖЕНИЕ СРЕДИ НИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА СРЕДНЕЙ АЗИИ

1. Золоторудные месторождения СССР, как и других стран мира, представлены большим разнообразием генетических типов. Они формируются в различные геологические эпохи, от архея ло кайнозоя включительно, на разных стадиях развития подвижных поясов, платформ и зон тектонической активизации стабилизированных структур. Источниками золотого оруденения служат магматические расплавы различного состава как симатического, так и сиалического происхождения. Рудоотложение происходит на различных уровнях глубин, от приповерхностных до глубины 6—8 *км*.

2. Месторождения определенных генетических типов характерны для областей, различающихся по истории своего геологического развития. Для платформ и щитов: а) кварцевожильные месторождения, иногда весьма крупного промышленного значения (как, например, Колар в Индии, ряд месторождений Ганы и Канады), приуроченные к шовным грабен-синклинальным зонам верхнего яруса нижнего структурного этажа; б) золотосодержащие медно-никелево-платиновые залежи, связанные со сложно дифференцированными интрузиями, локализующиеся в верхнем структурном этаже платформ; в) кварцево-сульфидные и кварцево-карбонатные сульфидные жилы и залежи окварцованных метасоматических пород, генетически связанных с малыми интрузиями щелочного состава, в зонах активизации платформ (Алдан); г) месторождения золотоносных конгломератов, приуроченные к верхнему структурному ярусу нижнего этажа древних щитов, являющиеся главными по количеству запасов в балансе золота мира.

В подвижных поясах месторождения золота разнообразны, что определяется различным положением оруденения в истории развития подвижного пояса в целом и его отдельных

структурно-формационных зон. Для эвгеосинклиналей характерны залежи золотосодержащих сульфидных руд, связанных с базальтоидным магматизмом ранних стадий; собственно золоторудные месторождения связаны с баталитоподобными интрузиями и с малыми телами гранитоидного состава орогенного и посторогенного этапа. В миогеосинклиналях золотое оруденение формируется также в связи с магматической деятельностью орогенного и посторогенного этапов, а в активизированных областях завершенной складчатости — с малыми интрузиями гранитоидного ряда.

Отдельную группу золотых месторождений представляют проявления золотой минерализации, связанной с вулканизмом субсеквентного типа (Охотско-Чукотская вулканогенная зона, Кураминская зона и др.).

Для геосинклиналей полицикличного развития характерно многоэтапное золотое оруденение. При этом минерализация различного возраста приурочивается нередко к одним и тем же структурным элементам, что создает месторождения весьма сложных типов.

3. Среди золоторудных месторождений следует выделять две группы: а) месторождения, сформированные в один металлогенический цикл; б) месторождения полигенетические, т. е. сформированные в два или более металлогенических цикла.

Характерными примерами полигенетических месторождений являются медно-порфировые месторождения с наложенным золотым оруденением; скарновые вольфрамовые и медновольфрамовые с наложенным золотым и висмутовым оруденением; колчеданные руды раннегеосинклинального этапа, на которые накладывается золотое оруденение баталитового этапа, и др.

Месторождения обеих групп делятся на *собственно золотые и комплексные,* из которых золото извлекается в качестве попутного компонента, причем последние включают:

а) золотую минерализацию, входящую в состав минеральных ассоциаций, формирующих месторождение в целом, и б) золотую минерализацию наложенную, не связанную генетически с ранее образованными рудами и гидротермальными породами.

4. Золотые месторождения Средней Азии представлены всеми указанными выше типами и сформированы, главным образом, в посторогенные этапы развития полицикличных геосинклинальных систем.

Наиболее важное значение с точки зрения промышленной ценности золотосодержащих руд имеют собственно золоторуд-

ные минерализованные зоны типов Мурунтау и Кокпатаса и комплексные медно-молибденовые с наложенным золотым оруденением типа Кальмакыра.

Большая группа золотых месторождений представлена кварцевыми и кварцево-сульфидными жилами, а также скарнами с наложенным золотым оруденением, многие из которых характеризуются высоким содержанием золота. Они имеют различный возраст и размещены в металлогенических зонах с различной историей геологического развития.

УДК 553.411:553.064(042.2)

В. А. Вахрушев

(Институт геологии и геофизики СО АН СССР)

ЗОЛОТОНОСНЫЕ СКАРНЫ КАК САМОСТОЯТЕЛЬНЫЙ ГЕНЕТИЧЕСКИЙ ТИП ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

1. В последнее время на территории Советского Союза выявлен ряд новых скарновых месторождений с промышленными концентрациями золота. При этом устанавливается, что скарны и наложенное на них сульфидное и золотое оруденение связаны с единым магматическим очагом.

2. Намечается пространственная и генетическая связь золотооруденения с интрузиями определенного формационного типа, что является одной из главных особенностей месторождений золотоносных скарнов.

3. При сравнительном изучении скарновых и кварцево-жильных месторождений Западной Сибири выявлены различия в условиях золотооруденения этих двух генетически различных типов месторождений. Они отличаются условиями рудообразования, составом рудоносных растворов и т. п., о чем можно судить по характеру околорудных изменений, связанных с наложением на скарны продуктивных минеральных ассоциаций, по структурным особенностям рудообразующих сульфидных минералов, составу самородного золота, изотопному составу рудного свинца и другим признакам.

4. Выявлены определенные отличия в составе и особенно в поведении ряда элементов-примесей в сульфидных минералах скарново-золоторудных месторождений, с одной стороны, и жильных кварцево-золоторудных,—с другой. Это положение справедливо и в том случае, когда эти два типа месторождений расположены в одном районе и генетически связаны с одним и тем же интрузивным комплексом.

5. Приуроченность промышленных концентраций золота к скарнам является не только и не столько следствием структурного пространственного совмещения, сколько отражением более глубоких генетических связей скарнообразования и золоторудненения. Нет никаких оснований связывать оруденение в один генетический тип с золотооруденением в кварцево-жильных и кварцево-штокверковых месторождениях.

Если следовать классификации В. А. Жарикова (1966), то золотое оруденение в скарнах относится к типу наложенного оруденения. Месторождения золотоносных скарнов в этом отношении ничем не отличаются от скарнов с полиметаллическим, редкометальным и другими типами оруденения, для которых генетическая (парагенетическая) связь оруденения со скарнообразованием считается общепризнанной.

6. Золотоносные скарны следует выделять в отдельный генетический тип месторождений или в самостоятельную скарново-золоторудную формацию со всеми вытекающими следствиями теоретического и практического значения.

УДК 553.411 (575) (042.2)

Л. З. Палей, Ю. А. Аверин, К. Л. Бабаев, Н. Н. Королева, Э. А. Маркова
(САИГИМС)

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЗОЛОТА СРЕДНЕЙ АЗИИ

1. Золоторудные месторождения Средней Азии принадлежат к различным рудным формациям и геологоструктурным типам, локализуются в разной геологической обстановке и сформированы неодновременно.

Выделяется четыре металлогенические цикла: допалеозойский, каледонский, герцинский и киммеридо-альпийский. Циклы эти неравнозначны по масштабам проявления, продуктивности и изученности.

Отмечается отчетливая приуроченность золоторудных месторождений к гранитоидам повышенной основности (гранодиоритового состава) и сиенитодиоритам различного возраста и глубинности.

Геологическая позиция золоторудных районов определяется региональными разломами, развитием вышеуказанных интрузий, структурно-формационными ярусами и изгибами осей крупных антиклинальных структур.

2. Наиболее мощным и продуктивным является герцинский

металлогенический цикл. Формирование золотого оруденения внутри этого цикла осуществлялось в два этапа: послесреднекарбоновый и нижнетриасовый.

В послесреднекарбоновый этап образованы крупнейшие месторождения. Ведущий минералого-геохимический тип оруденения в Южном Тянь-Шане — мышьяково-золоторудный, в Среднем и Северном — медно-золоторудный.

Золотое оруденение, созданное в триасе, по своему значению уступает предыдущему. Минеральный облик триасовых месторождений резко отличен от послесреднекарбоновых. Для них характерны убогосульфидный тип руд, ассоциации золота с пиритом, гематитом, сидеритом, пираргиритом и относительно высокие содержания серебра.

Более древнее (допалеозойское и каледонское) и молодое (мел-палеогеновое) оруденение пока существенного интереса не представляет, вероятно, вследствие слабой изученности.

3. По особенностям геологического строения выделяется семь геологоструктурных типов золоторудных полей, которые относятся к трем группам: согласных, контактовых и секущих (преобладают). Золоторудные поля выявлены во всех основных палеозойских геологических формациях пород: вулканогенной, карбонатной, терригенной, интрузивной и контактовой (имеются в виду контактовые роговики и скарны, которые во времени значительно предшествуют золотому оруденению, часто разделяясь фазами магматизма).

Каждый геологоструктурный тип рудных полей характеризуется определенной геологоструктурной позицией, сочетанием морфогенетических типов рудных тел и условиями размещения оруденения.

4. Все геологоструктурные типы золоторудных полей объединяют такие общие особенности, как:

а) приуроченность к границам структурных ярусов в участках пересечения или сопряжения глубинных разломов или разломов со складками. Часто в таких участках размещаются контролирующие месторождения интрузивы или вулканы центрального типа;

б) принадлежность в подавляющем большинстве к секущему типу. Рудные тела размещаются исключительно в относительно мелких оперяющих разломах, трещинах и зонах дробления определенного направления;

в) важное значение экранов, в качестве которых выделяются контакты пород с различными физическими свойствами, секущие интрузивные тела и дайки, дорудные секущие разломы, поверхности стратиграфических несогласий. Послед-

ние контролируют размещение как месторождений и рудных тел, так и обогащенных участков среди последних;

г) зональность в распределении парагенетических ассоциаций, слагающих месторождения. Она состоит в том, что более ранние ассоциации имеют более широкие контуры, чем поздние. Последние тяготеют к внутренним частям рудовмещающей структуры.

5. Закономерности размещения золоторудных месторождений и установленные признаки золотоносности позволяют рекомендовать организацию специальных поисковых и тематических работ, направленных на выявление в соответствующих районах Средней Азии не только герцинского, но допалеозойского и мел-палеогенового золотого оруденения.

УДК 553.411(235.216)(042.2)

В. Г. Гарьковец, К. Л. Бабаев, И. К. Давлетов, А. А. Малахов, В. В. Мартынов, Л. З. Палей, Х. Р. Рахматуллаев, Э. П. Рыжов

(Министерство геологии Узбекской ССР, Институт геологии АН Киргизской ССР)

ГЛАВНЕЙШИЕ ЧЕРТЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ ЗОЛОТА ТЯНЬ-ШАНЯ

1. Золотоносность Западного Тянь-Шаня определяется геологическим положением его в Урало-Тянь-Шаньском поясе, имеющем зональное строение.

2. Своеобразие металлогении золота рассматриваемой территории состоит в повсеместном его распространении на площадях всех зон и в самых различных геологических позициях. Однако максимальные концентрации золотого оруденения установлены в западной части Южного Тянь-Шаня, вблизи сопряжения уральских и тянь-шаньских структур.

3. В пределах золотоносных зон на площадях развития допалеозоя и палеозоя установлено три структурно-формационных этажа: докембрийский, палеозойский и мезо-кайнозойский. Существенное значение в равнинных областях имеют отложения мезо-кайнозоя. Горные сооружения Тянь-Шаня сложены преимущественно палеозойскими образованиями; докембрий имеет широкое развитие в Северном Тянь-Шане, отдельные выходы его отмечаются в Юго-Западном Гиссаре и других районах.

4. Формирование палеозойских толщ характеризуется проявлением каледонской и герцинской складчатости. Орогенные движения, особенно герцинские, сопровождались внедрениями

гипабиссальных, переходных и приповерхностных фаций пород преимущественно гранитного (группа гранита—гранодиорита—риолита—дацита) и диоритового (группа диорита—андезита) состава. С этими типами магматизма связаны основные проявления золотоносности структурно-формационных зон Тянь-Шаня. Предполагается возможность наличия золотого оруденения докаледонского возраста.

5. Гипабиссальные фации пород гранитового и диоритового состава в Тянь-Шане представлены наиболее широко. Переходные же и приповерхностные фации (вулкано-плутонически-андезитовая, андезит-дацитовая, дацитовая, трахит-андезитовая и другие) преимущественное развитие имеют в южных отрогах Гиссарского хребта, в особенности в пределах Кураминской металлогенической подзоны.

6. Имеющиеся данные сейсмических исследований указывают на вероятное существование зависимости между мощностью земной коры и формами развития магматизма и оруденения.

7. Установлено несколько этапов формирования золотого оруденения: додевонское, среднекарбоновое, верхнекарбоново-нижнепермское и нижнетриасовое. Наиболее продуктивным для гипабиссальных золоторудных формаций является верхнекарбоново-нижнепермский этап, а для семейств, связанных с вулканогенно-плутоническими формациями,— среднекарбоновый. Более древнее додевонское и более юное нижнетриасовое золотое оруденение изучено недостаточно.

8. С гипабиссальными гранитоидными интрузиями повышенной основности связаны следующие семейства рудных формаций: кварц-мышьяково-золотое с серебром и сурьмой; скарново-медно-золотое гипабиссальных формаций золота с группой пород диоритового состава; скарново-медно-золотое с платиноидами. Характерными особенностями гипабиссальных формаций золота являются: значительный вертикальный размах оруденения (1 *км*), относительно равномерное и умеренное содержание золота, значительные его скопления, преобладание мышьяка над сурьмой.

С вулкано-плутоническими комплексами, в пределах которых широко развиты вулканогенные фации гранит-гранодиоритового семейства, связаны золоторудные формации переходных и приповерхностных глубин.

В зоне развития субвулканических образований, формирующихся в условиях переходных глубин, размещаются месторождения и рудопроявления семейства серицит-кварц-золото-медных с молибденом формаций. Для них характерны очень

низкие содержания золота, значительный вертикальный размах (до 1 *км*) золотого оруденения и большие его объемы.

С вулканическими фациями гранитоидных пород приповерхностных глубин связано семейство кварц-серебро-золотых с теллуром и сурьмой и кварц-серебро-золотых формаций. Особенностями этих формаций являются малый вертикальный размах богатого оруденения (менее 1 *км*), преобладание сурьмы над мышьяком, весьма неравномерное распределение золота.

9. По особенностям геологического строения выделяются следующие наиболее важные структурно-геологические типы золоторудных полей: штокверковые, системы секущих трещин и зон дробления, межформационные и другие.

10. Для западной части Южного Тянь-Шаня сделана типизация золоторудных районов. При выделении типов рудных районов учитывались характер геологического разреза, особенности осадконакопления и проявления магматизма, последовательность развития структур, семейств рудных формаций, принадлежность к металлогенической единице, глубины формирования семейств магматических пород и рудных формаций. Намечается пять типов золоторудных районов — три образовавшихся в условиях гипабиссальных глубин (Западный Узбекистан), один — переходных глубин (Алмалыкский район) и один—приповерхностных (Кураминская металлогеническая подзона).

11. В результате исследований, проведенных геологами Средней Азии, Тянь-Шань оформился в крупную золоторудную провинцию СССР. Выполненный металлогенический анализ позволил установить важнейшие факторы, контролирующие размещение золотого оруденения на рассмотренной территории. На их основе намечены прогнозные площади. Правильность прогнозных построений подтверждена на ряде площадей поисково-оценочными работами.

УДК 553.411 (575.2) (042.2)

И. К. Давлетов, Н. Н. Попков

(Институт геологии АН Киргизской ССР, Управление геологии Киргизской ССР)

ГЛАВНЕЙШИЕ ЗОЛОТОРУДНЫЕ ФОРМАЦИИ КИРГИЗИИ

Эндогенные рудопроявления золота на территории Киргизской ССР имеют весьма широкое распространение.

В пределах Киргизии получили распространение в основном два генетических типа золотого оруденения: контактово-метасоматическое (скарны) с наложенной сульфидной минерализацией и гидротермальные образования золото-кварцевой и золото-сульфидной рудных формаций. Представители этих типов различаются между собой не только по вещественному составу, условиям залегания и морфологии рудных тел, но и приурочены к различным магматическим комплексам.

Рудные проявления контактово-метасоматического типа ассоциируются с периферическими частями массивов главных интрузивных фаз поздних этапов геосинклинального развития складчатых областей и сопровождаются дайковыми комплексами, как правило, предшествующими рудообразованию. Подавляющее же большинство гидротермальных месторождений связывается с комплексом малых трещинных интрузий самого различного состава, внедрившихся в условиях начавшейся консолидации складчатых структур.

Цикличный характер геосинклинального развития региона с последовательным продвижением фронта консолидации складчатых зон с севера на юг при участии соответствующих проявлений магматизма обусловили четкую закономерность размещения генетических типов золотого оруденения в разновозрастных складчатых областях Тянь-Шаня (см. таблицу).

Этапы геологического развития	Тектоно-магматические циклы	Складчатые области Тянь-Шаня		
		северная	срединная (Чаткало-Нарынская)	южная (Ферганo-Кокшаальская)
Герцинский	Позднегерцинский	С малыми интрузиями	С малыми интрузиями трещинного типа	С малыми интрузиями, гранитоидами главной фазы
	Раннегерцинский	С малыми интрузиями	Жильными сопровождениями гранодиоритов главной фазы	—
Каледонский	Позднекаледонский	С малыми интрузиями, сопровождающими гранодиориты главной фазы	—	—

Специфическая особенность истории геологического развития складчатых областей Тянь-Шаня отражается и в металлогении золота и заключается в следующем.

1. В Чаткало-Нарынской складчатой области получил широкое развитие контактово-метосамотический тип золоторудных месторождений, тесно связанных с жильными сопровождениями главной фазы гранитоидного состава и имеющих исключительно герцинский возраст. В Северной зоне скарновый тип золотого оруденения получил сравнительно небольшое распространение и представлен скарново-золото-медной формацией.

2. Гидротермальный тип золотого оруденения получил широкое развитие в обоих структурно-фациальных зонах и связан с малыми интрузиями трещинного типа самого различного состава, внедрившихся в условиях консолидации складчатых структур. При этом основная масса гидротермальных месторождений золота в Северном Тянь-Шане относится к кварцево-золоторудной формации, тогда как в Срединной зоне распространена золото-сульфидная формация с широким развитием золото-мышьякового типа месторождений, не характерных для Северной зоны.

3. Одной из главнейших особенностей золоторудных месторождений Срединной зоны является наличие платины в контактово-метосоматических типах золотого оруденения и отсутствие ее в месторождениях других складчатых областей Тянь-Шаня.

4. Золоторудные месторождения Срединной зоны характеризуются очень низким содержанием селена, теллура и их соединений с золотом, а также незначительным содержанием висмута, тогда как в золоторудных месторождениях Северной зоны теллуриды и минералы висмута пользуются широким развитием.

5. Наконец, сурьмяно-золоторудные формации получили свое развитие только в пределах Чаткало-Нарынской (Срединной) структурно-фациальной зоны Тянь-Шаня.

УДК 553.411:553.062/.067(575)(042.2)

А. А. Малахов

(Институт геологии и геофизики АН Узбекской ССР)

ЭНДОГЕННЫЕ ЗОЛОТОРУДНЫЕ ФОРМАЦИИ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Предлагается систематика золоторудных формаций Средней Азии, в основу которой положены данные о вещественном

составе стойких парагенетических ассоциаций минералов, их количественных отношениях в пределах месторождений. Особое внимание обращено на условия глубинности локализации оруденения, генетические и парагенетические связи оруденения с магматическими комплексами различной глубинности, их петрохимическим составом и петрологическими особенностями.

Рудные формации по признаку родства (зональное распределение в пространстве, пространственная, генетическая, парагенетическая и возрастная приуроченность их к определенным интрузиям и фазам становления магматических комплексов, минералогическое сходство и геохимическое родство и т. д.) объединяются в семейства.

К настоящему времени в пределах Средней Азии выделяется шесть семейств родственных рудных формаций, образовавшихся в приповерхностных (кварц-сурьма-теллур-золото-серебряных и кварц-золото-серебряных), переходных (кварц-сурьмяно-золотых и серицит-кварц-молибден-золото-медных) и гипабиссальных (кварц-медно-золотых и кварц-сурьма-серебро-мышьяк-золотых) условиях глубин.

Семейство кварц-сурьма-теллур-серебро-золотых формаций представлено двумя типами: кварц-полисульфидно-золотой с теллуридами (Кочбулакское рудное поле) и пирит-золотой с теллуридами (Бургундинское рудное поле).

Семейство кварц-серебро-золотых формаций (электрум) представлено кварц-пирит-электрумовой (Алмалыкское, Кызылалмасайское рудные поля и др.) и адуляр-карбонатно-кварц-электрумовой (Чадакское рудное поле).

Месторождения и рудопроявления обоих семейств размещаются среди или вблизи вулкано-плутонических образований среднего состава в разрывных рудных полях. Пространственно и генетически связаны с проявлениями субвулканических образований.

Семейство серицит-кварц-молибден-золото-медных формаций представлено несколькими типами разнометальных рудных формаций (содержащих незначительные количества золота), медно-молибденовой с золотом (Кальмакыр, Дальнее и др., Алмалыкское рудное поле) и кварцево-золотой (Актурпак, Сартабуткан и др.). Месторождения и рудопроявления этого семейства связаны с плутоническими фациями вулкано-плутонической формации.

Семейство кварц-серебро-сурьмяно-мышьяково-золотых формаций представлено кварц-золотой, кварц-пирит-золотой, кварц-пирит-арсенопирит-золотой (многие золоторудные поля Западного Узбекистана, Приозерное, Чалкуюрюк-Акджилгинское рудное поле, Чантылташ, Тереккан, Чапчама и др.),

арсенопирит-пирит-золотой с кварцем (Кокпатасское рудное поле), формациями. Сюда же отнесены скарново-золоторудные проявления, золото которых связано с наложением кварц-арсенопирит-пирит-золотого оруденения (Конизаг, Джилао, Акджилга и другие рудные поля). Месторождения и рудопроявления этих золоторудных формаций связываются с внедрениями гранитоидных батолитоподобных интрузий.

Семейство кварцево-медно-золотых формаций в пределах Средней Азии часто представлено скарнами с наложенным кварц-медно-сульфидно-золотым оруденением (рудные поля Акташское, Ирисуйское, Кумбельское, Джолджаксийское, Бозымчакское и др.).

В пределах Средней Азии установлена многоэтапность формирования золоторудных проявлений и приуроченность их в основном к герцинскому горообразованию.

УДК 553.411(575)(-0)(042.2)

В. А. Арапов, А. А. Малахов, Л. З. Палей, Х. Р. Рахматуллаев

(Институт геологии и геофизики АН Узбекской ССР, САИГИМС, Министерство геологии Узбекской ССР)

ТИПИЗАЦИЯ ЗОЛОТОРУДНЫХ РАЙОНОВ СРЕДНЕЙ АЗИИ

В основу выделения типов золоторудных районов Средней Азии положены характерные черты геологической истории их развития. Выделенный тип может повторяться в различных регионах Тянь-Шаня и Памира, иметь уникальное для Средней Азии значение. При выделении типичного золоторудного района учитываются характер геологического разреза, особенности осадконакопления, основные черты проявления магматизма (петрологические, петрохимические, глубинность локализации и т. д.), магматогенных семейств родственных рудных формаций, последовательность формирования структур в пределах выделенного типа, принадлежность района к той или иной металлогенической единице.

Выделенные типы золоторудных районов систематизируются по глубинам локализации рудогенерирующих магматических комплексов и размещения семейств родственных рудных формаций или типов рудных формаций. Выделяются три типа районов: с золотым оруденением, образовавшимся в приповерхностных условиях (например, Кураминские горы); с оруденением, образовавшимся в условиях переходных глубин (например, Алмалыкское рудное поле); с золотым оруденением,

локализация которого произошла в условиях гипабиссальных глубин (например, некоторые районы Западного Узбекистана и др.).

Выделенные районы характеризуются присущими им типами рудных формаций, которые образуют родственные семейства. В пределах Средней Азии установлено пять семейств рудных формаций: кварц-сурьма-теллур-серебро-золотых, кварц-серебро-золотых, серицит-кварц-молибден-золото-медных, кварц-серебро-сурьмяно-мышьяково-золотых и кварц-медно-золотых. Подробные сведения и характеристики выделенных семейств и типов рудных формаций даны в специальном докладе. Дается краткая характеристика типов золоторудных полей, присущих тому или иному выделенному типу золоторудного района. Типы районов с оруденением, образовавшимся в приповерхностных условиях, характеризуются развитием разрывных рудных полей, в переходных и гипабиссальных условиях — разрывными и контактово-разрывными рудными полями.

В заключение дана экономическая характеристика выделенных типов золоторудных районов, основанная на возможной продуктивности того или иного типа.

УДК [553.411+553.466]:552.321.1/4 (042.2)

В. В. Потапьев, Г. Н. Аношин, И. Н. Маликова
(Институт геологии и геофизики СО АН СССР)

ЗОЛОТО И ТАНТАЛ В «РУДОНОСНЫХ» И «БЕЗРУДНЫХ» ГРАНИТОИДНЫХ МАССИВАХ

1. Специфический характер рудной минерализации гранитоидных массивов различных регионов и структурно-фациальных зон позволяет считать справедливым представление о наличии рудной специализации интрузивов.

2. При многофазном формировании гранитоидных массивов оруденение может сопровождать кристаллизацию гранитов разных фаз, имея в разных фазах свои особенности состава. Таким образом, устанавливается рудная специализация фаз в многофазных гранитных массивах, которая проявляется на фоне общей рудной специализации интрузива.

3. Проведено сравнительное изучение распределения Au и Ta в породах и минералах «рудоносных» и «безрудных» гранитоидных массивов различной рудной специализации (и вмещающих породах). Выбор указанных элементов объясняется

их участием в процессе оруденения детально изученных гранитоидных тел и наличием высокочувствительных методик определения кларковых содержаний.

4. В исследованных случаях «рудоносные» и «безрудные» гранитоидные массивы по содержанию рудного элемента в гранитах не различаются. Но иногда отчетливо удаётся различить те и другие при сравнении содержания рудных элементов в отдельных породообразующих минералах (минералах-концентраторах) и сопутствующих рудных минералах.

5. Анализ содержаний Au и Ta в гранитах разных фаз многофазных интрузивов не обнаруживает заметных различий. Очевидно, накопление их в расплаве последующих фаз не происходит. Причина рудной специализации отдельных фаз гранитного тела, вероятно, заключается в различии состава летучих компонентов магмы, выделяющихся в разные фазы кристаллизации.

6. Распределение Au и Ta в породах различных стадий гидротермального метаморфизма позволяет судить об их подвижности и возможности концентраций при метаморфизме.

УДК 553.411:552.321.1:551.735.2/.3(235.216-15)(042.2)

Б. Г. Хайруллин, Р. Г. Юсупов, Г. А. Абдурахманов, Л. С. Бубнов, Г. И. Чистая, Ф. Н. Панасенко

(Министерство геологии Узбекской ССР)

О СПЕЦИАЛИЗАЦИИ НА ЗОЛОТО ГРАНОДИОРИТ-АДАМЕЛЛИТОВЫХ (C_2—C_3) БАТОЛИТОВЫХ ИНТРУЗИЙ МАЛЫХ ГЛУБИН АНГРЕНСКОГО ПЛАТО (КУРАМИНСКИЙ ХРЕБЕТ)

В работах Х. М. Абдуллаева (1954, 1957), Г. Д. Афанасьева (1950), Э. П. Изох (1957), В. С. Коптев-Дворникова (1952, 1955, 1961, 1964, 1965), М. Г. Руб (1956, $1960_{1, 2, 3}$, 1964, $1965_{1, 2, 3}$), В. И. Смирнова (1957, 1965), И. Е. Сморчкова (1960, 1964), С. Д. Туровского (1953, 1960), М. А. Фаворской (1955, 1956, 1960, 1965), А. В. Рабиновича (1956, 1958), И. Х. Хамрабаева (1958, 1965) и многих других разработаны и предложены многочисленные достоверные критерии связи с магматизмом эндогенной рудной минерализации Sn, F, W, Nb, Ta, и др. Однако критерии связи золота с магматизмом изучены еще недостаточно полно, а имеющиеся данные носят противоречивый характер. Впервые на связь золота с магматизмом обратил внимание В. И. Вернадский (Избр. тр., т. IV, кн. 1, 1959). Он указал, что самородное золото встречается в

изверженных горных породах в виде тончайшей пыли и древовидных сростков. Золото может присутствовать как в кислых и средних, так и в основных породах. Браммал (Brammal, $1926_{1,2}$; Brammal a. Dowie, 1936) нашел в зернах кварца и полевых шпатов нормальных серых биотитовых гранитов самородное золото и серебро. Золото и серебро, встреченные им в гранитах Дартмута, считается первично магматическим. А. Е. Ферсман (Избр. тр., т. V, 1959) полагает, что в основе своей золото связано с кислыми гранитными магмами. Носителями золота являются гранодиоритовые и гранитные (реже диоритовые) формации.

По данным Ю. А. Билибина (Избр. тр., т. II и III, 1959—1961), многочисленные месторождения золота СССР, в том числе часть месторождений Средней Азии, связаны главным образом с диоритовыми магмами.

П. Рамдор (1962) наблюдал золото в очень тонкораспыленной форме в изверженных горных породах. При этом он считает, что возможно образование россыпного золота за счет разрушения магматических пород.

В докладе подведены некоторые итоги петролого-геохимических исследований интрузивных комплексов Кураминской подзоны, осуществляемых петрологической тематической партией КГСПЭ треста «Ташкентгеология». В частности, представляет особый интерес специализация на золото гранодиорит-адамеллитовых батолитовых интрузий (C_2—C_3) малых глубин Ангренского плато. Фактические данные по содержанию золота сведены в табл. 1.

Из герцинских магматических образований гранодиоритовые интрузии Ангренского плато особо выделяются своей повышенной золотоносностью. В них содержание золота выше в 10—80 раз против общих кларков А. П. Виноградова (1962). В адамеллитах IV фазы золото появляется только в средне- и мелкозернистых разностях 2 и 3-го импульсов. В верхнекарбоновых кварцевых сиенито-диоритах и монцонитах содержание золота колеблется в широких пределах, но постоянно присутствует в повышенных количествах.

Полученные нами критерии связи золота с гранодиорит → адамеллитовыми (C_2—C_3) батолитовыми интрузиями малых глубин сводятся к следующему:

1) повышенные содержания золота в породах в 10 и более раз против общих кларков;

2) присутствие в гранитоидах самородного золота и серебра;

3) постоянное содержание золота в биотитах и магнети тах. Для биотитов из гранодиоритов среднего карбона харак

Таблица 1

Содержание золота в гранодиорит-адамеллитовых батолитовых интрузиях (C_2—C_3) малых глубин Ангренского плато

Порода	Содержание в *г/т*		Количество знаков по классам тяжелой фракции	
	по данным анализов*	по данным количественно-минералогич. подсчетов	<0,10	>0,10
Крупнозернистые гранодиориты (C_2)	0,060** / 12	0,061	до 1233	до 37
То же	—	0,023	до 124	—
То же	—	0,006	до 68	—
Среднезернистые гранодиориты (C_2)	0,06—0,10 / 14	—	не опр.	не опр.
Мелкозернистые гранодиориты (C_2)	0,13—0,40 / 10	—	не опр.	не опр.
Крупнозернистые адамеллиты, слабо порфировидные (C_3)	0,0013 / 10	—	—	—
То же среднезернистые	0,006 / 14	0,0005	3	—
То же мелкозернистые	0,020 / 14	0,035	223	—
Мелкозернистые кварцевые сиенито-диориты, сиенито-диориты и др. (C_3)	от 0,0054 до 0,06 (среднее 0,01)	0,006	до 74	1

терно содержание золота в количествах до 0,002 *г/т*, адамеллитов — 0,001 *г/т*, кварцевых сиенито-диоритов — 0,0012 *г/т*. В магнетитах гранодиоритов содержится от 0,001 до 0,10 *г/т* и более, адамеллитов — 0,005 *г/т*, кварцевых сиенито-диоритов— 0,01 *г/т*. С ростом общего (валового) количества золота в породе возрастает количество его и в биотитах и магнетитах;

4) для золотоносных интрузий характерно присутствие среди акцессорных минералов витнеита, самородной меди, свинца, минералов титана и редких земель, сульфидов свинца, молибдена, цинка и меди, а также высокое содержание магнетита. При этом присутствие повышенного количества акцессорного флюорита не характерно для гранодиорит → адамеллитовых интрузий;

* Радиохимические анализы на золото выполнены в ИЯФ АН Узб. ССР, пробирные анализы со спектральным окончанием — в Центральной лаборатории Министерства геологии Узб. ССР.

** В числителе — содержание золота, в знаменателе — количество проанализированных проб.

5) золото в гранодиорит → адамеллитовых интрузиях высокопробное (до 900) и паладистое (порпесит);

6) как было показано нами (Р. Г. Юсупов и др., $1967_{1, 2}$) на петрохимических диаграммах, выделяются устойчивые поля золотоносных интрузий, которые характеризуются тем, что в них валовое содержание кремнезема варьирует от 59 до 63,5 весовых процентов. В них соотношение общего кремнезема и породообразующего кварца, или коэффициент возможной золотоносности колеблется в пределах 3,90—4,50.

УДК 553.441:552.311(235.216-15)(042.2)

И. К. Давлетов, Ш. А. Джакшибаев, В. В. Соловьева
(Институт геологии АН Киргизской ССР)

К МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД ЧАТКАЛЬСКОГО РУДНОГО РАЙОНА НА ЗОЛОТО

Благодаря сочетанию различных структур Чаткальский рудный район (Центральная часть Чаткальского хребта и Сандалашский хребет) отличается широким развитием разновозрастных интрузивных пород и различных генетических и минералогических типов эндогенного оруденения. Поэтому Чаткальская зона — прекрасный объект для решения многих металлогенических вопросов, в частности связи золотого оруденения с магматическими проявлениями.

В пределах Чаткальского рудного района проявился интрузивный магматизм девонского, карбонового и пермо-триасового этапов. Самыми ранними интрузивными образованиями являются интрузии нижне-среднедевонского комплекса, представленные сравнительно небольшими массивами штокообразной формы (Сууктепинский, Терекский и др.), сложенными породами диоритового состава. Связи рудопроявлений с ними не устанавливается. Содержание золота в них колеблется от 2,2 до $5 \cdot 10^{-7}$%. Наиболее интенсивное проявление интрузивной деятельности отмечается в период от начала среднего карбона до верхов верхнего карбона. Это крупные массивы (Зексайский, Нижнечаткальский, Кызыл-Торский, Туюкский), а также более мелкие штокообразные тела (Кочкор-Атинский, Среднетерекский, Чапчаминский и др.) диорит-гранодиоритового состава (Ала-Букинский). В данном комплексе намечается несколько фаз. Наиболее ранними из них являются мелкие штокообразные тела габбродиоритов, диоритов, кварцевых диоритов.

В этих породах содержание золота колеблется от $2{,}0 \cdot 10^{-7}$ до $2{,}6 \cdot 10^{-7}$%. Наличие какой-либо связи оруденения с ними не наблюдается.

Во вторую фазу карбонового комплекса образуются крупные тела (Зексайский, Нижне-Чаткальский и др.) гранодиоритов, трондьемитов до плагиогранитов.

В контактовой части интрузий проявлены различные скарны с редкометальной, полиметаллической и золоторудной минерализацией. Для интрузий данной фазы характерно содержание золота от $7{,}9 \cdot 10^{-8}$ до $7{,}1 \cdot 10^{-7}$%.

Лейкократовые граниты (Туюкский, Кызыл-Торский и др.) являются представителями третьей фазы карбонового интрузивного комплекса. С ними связаны оловорудная и золоторудная минерализации. Содержание золота в лейкократовых гранитах составляет в среднем $2{,}6 \cdot 10^{-7}$.

Заключительным этапом интрузивной деятельности является образование штокообразных тел гранодиоритов (Раватсайский, Каттасарайский), граносиенитов (Нижне-Терекский), граносиенит-порфиров (Кугала, Чалкуйду) и мелкозернистых гранитов, относимых к пермо-триасовому интрузивному комплексу. С отмеченными интрузиями связано основное количество редкометального и золотого оруденения. Они отличаются повышенным содержанием золота (от $1{,}6 \cdot 10^{-7}$ до $4 \cdot 10^{-6}$%).

УДК 553.411:552.313:551.732(235.216.191) (042.2)

В. Н. Долженко

(Институт геологии АН Киргизской ССР)

ЗОЛОТОНОСНОСТЬ КЕМБРИЙСКИХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ХРЕБТА БАЙДУЛЫ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)

Вдоль южной окраины Северной структурно-фациальной области Тянь-Шаня (от хр. Терской Ала-Тоо до хр. Сон-Куль-Тоо) прослеживается узкая полоса кембрийских вулканогенных образований капкатасской серии. В восточной части хр. Байдулы в строении этой серии принимают участие породы капкатасской свиты (нижний кембрий), султансаринской и кокбельской свит, относимых к среднему кембрию.

Капкатасская свита, подразделяемая на нижнюю и верхнюю подсвиты, слагает основание разреза вулканогенной толщи. Нижняя подсвита сложена в основном порфиритами андезито-диабазового состава с прослоями спилитовых и дацитовых порфиритов, их пирокластов и кремней. Верхняя подсвита

состоит из порфиритов, их туфо- и лавобрекчий, известняков, кремнистых и туфогенно-осадочных образований.

Султансаринская свита, занимающая среднюю часть разреза характеризуемой серии, имеет туфогенно-осадочный состав (туфы, туффиты, туфопесчаники, реже туфоконгломераты, песчаники и сланцы).

Завершают разрез всей вулканогенной толщи известняково-кремнистые образования кокбельской свиты, представленные известняками, известняковыми, известняково-кремнистыми, глинисто-углистыми и кремнистыми сланцами, туфогенно-кремнистыми породами и песчаниками.

В пределах рассматриваемой части капкатасской серии широко развиты силлы и дайки габбро-диабазов, порфиритов и альбитофиров и трещинные интрузии габброидов.

К верхней подсвите капкатасской свиты и основанию кокбельской свиты приурочиваются мощные зоны метасоматически измененных пород с золотой минерализацией. При этом прямая связь проявлений метасоматоза и оруденения с магматическим очагом не устанавливается.

С целью выявления источника рудного компонента была изучена золотоносность различных по составу исходных и метасоматических пород. Определение золота производилось радионейтронным методом.

Исследования показали, что среди исходных пород вулканогенной толщи наибольшим средним содержанием золота обладают туфогенно-осадочные образования: туффиты (32 кларка), полимиктовые песчаники (24 кларка), туфопесчаники (15 кларков), кремнисто-глинистые сланцы (4 кларка) и кварцевые песчаники (3 кларка). В пределах кларка устанавливается содержание золота в андезитовых и диоритовых порфиритах, габбро-диабазах и диоритах и с превышением его в 1,5—2 раза — в эффузивах порфиритов, альбитофирах и меланогаббро.

В процессе переработки пород ювенильными растворами происходило выщелачивание золота из нижележащих горизонтов, переотложение его на месте, что привело к увеличению содержания этого элемента в метасоматитах местами в несколько десятков раз по сравнению с исходными породами и образованию рудных тел.

На основании спектральных анализов устанавливается широкое распространение в первичных вулканогенных образованиях, метасоматитах и рудных телах меди, молибдена, свинца, ванадия и отсутствие вольфрама и висмута.

Превышение меди над свинцом в исходных породах объяс-

няет частую встречаемость халькопирита по сравнению с галенитом в пределах рудных зон.

Приведенные выше данные получены на территории Северного Тянь-Шаня впервые и могут способствовать изучению геохимии и металлогении золота этого региона.

УДК 553.411(235.216-17)(042.2)

А. Н. Шапошников

(Управление геологии Киргизской ССР)

ЗОЛОТОРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КИРГИЗСКОГО ХРЕБТА

1. За последние 5—6 лет, благодаря значительному развертыванию геолого-поисковых и поисково-разведочных работ, на северном склоне Киргизского хребта обнаружен ряд новых золоторудных проявлений. Особенно «урожайным» в этом отношении является район Боординского свинцово-цинкового месторождения, где к настоящему времени выявлено более 10 золотосодержащих рудных проявлений, причем отдельные месторождения по своим запасам имеют промышленное значение. Наиболее крупными и типичными для района Бооруду являются месторождения Куранджайляу и Левобережный Талды-Булак.

2. Месторождение Куранджайляу открыто геологом В. А. Макаровым в 1962 г. Представлено оно двумя рудоносными зонами, осложняющими вулканогенно-осадочные породы нижнего карбона. Породы в пределах зоны серицитизированы, хлоритизированы и пиритизированы. Мощность зон изменения колеблется от первых метров до 150 *м* и прослеживается до 2,5 *км*. Рудоносные зоны вмещают несколько рудных тел, представленных прожилками и жилами колчеданно-полиметаллического состава. Золото является ведущим полезным компонентом и связано с сульфидами (пирит, сфалерит, халькопирит, арсенопирит). Нередко содержание в рудах свинца, цинка, меди и серебра достигает промышленных концентраций.

3. Месторождение Левобережный Талды-Булак открыто в 1962 г. при проверке геофизической аномалии, выявленной методом вызванной поляризации. Представлено месторождение мощными зонами брекчированных и гидротермально измененных пород с рассеянной прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией (пирит, халькопирит, реже — галенит, сфалерит). Вмещающими породами являются протерозойские (?)

породы — слюдистые мигматиты и парагнейсы с линзами кварц-карбонатных и кварц-турмалиновых пород. Мигматиты и гнейсы прорваны сиенит-порфирами и диоритовыми порфиритами, имеющими дайкообразные и штокообразные формы. Прослеживаются зоны на 1—2 *км* при мощности от 20 до 200 *м*. Спектрозолотометрией, проведенной по рыхлым отложениям месторождения, выявлены аномальные содержания золота в делювии. Основным полезным компонентом руд месторождения является золото; изредка отмечаются повышенные содержания меди. По данным опробования выделяются золоторудные зоны мощностью от 0,9 до 30 *м*, характеризующиеся резкими колебаниями содержания золота.

4. Все прочие проявления рудного золота в основном, являются аналогами описанных выше месторождений. Исключения составляют рудопроявления Карамакоо и Беркут. Первое представлено кварцевыми жилами и зонами с медной минерализацией среди кембрийских эффузивно-осадочных пород. Опробование рудных свалов показало, что в рудах имеется повышенное содержание золота и висмута. По простиранию рудные обломки прослежены на 300 *м*, а по геофизическим данным протяженность рудопроявления составляет 1,5 *км*. Второе рудопроявление представляет собой минерализованный (пирит, халькопирит) штокверк сиенито-диоритов с относительно равномерным содержанием золота. Эпизодически встречающиеся высокие содержания золота не увязываются между собой.

5. На основании изложенных геологических особенностей среди золоторудных месторождений района можно выделить несколько их типов:

а) золото-полиметаллические жилы,

б) зоны с прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией,

в) кварц-медно-колчеданные жилы и зоны.

6. По геолого-тектоническим особенностям описываемый район относится к Кеминской глубинной подвижной зоне, имеющей протяженность более 500 *км* при ширине 25—30 *км* (Помазков, 1962). Золоторудные проявления района, объединенные Н. Н. Попковым в Боордынский рудный узел, имеют признаки золоторудных формаций, расположенных как к северо-востоку, так и к юго-востоку от Боордынского узла. Так, например, золоторудное месторождение Долпран, расположенное в Тасса-Кеминском хребте (долина реки Чон-Кемин), по своему минералогическому составу, характеру околорудных изменений, составу и возрасту вмещающих пород, структур-

ному контролю оруденения и морфологии рудных тел является полным аналогом месторождения Левобережный Талды-Булак. А известное в бассейне р. Иссык-Ата золоторудное месторождение Туюк по геологическим особенностям и большинству признаков является аналогом месторождения Куранджайляу. Приуроченность всех известных золоторудных месторождений к Кеминской глубинной подвижной зоне позволяет рассматривать ее в металлогеническом отношении как золоторудный пояс. В пределах этого пояса устанавливается смена и усложнение рудных формаций с северо-востока на юго-запад.

7. Анализ геологического строения Кеминской подвижной зоны и особенности приуроченных к ней золоторудных месторождений позволяют определить прогнозно-перспективные площади на каждый тип оруденения.

8. Сравнение геолого-экономических характеристик золоторудных месторождений Киргизии показало, что Кеминский золоторудный пояс является наиболее крупным в Северной Киргизии и характеризуется весьма выгодными экономическими условиями. Установление здесь промышленных месторождений рудного золота и высокая оценка их перспектив дают основание рекомендовать проведение в Кеминском золоторудном поясе детальных геолого-поисковых и разведочных работ широким фронтом. Наряду с геологическими методами следует применять спектрозолотометрию по рыхлым отложениям и поисковую геофизику (вызванную поляризацию, естественное электрическое поле), которые положительно зарекомендовали себя при производстве поисковых работ в Боординском рудном узле.

УДК 553.411 (235.216-15) (042.2)

И. Х. Хамрабаев, К. Т. Мустафин, Р. А. Мусин, Х. Рахматуллаев, А. И. Образцов

(Институт геологии и геофизики АН Узбекской ССР, Институт геологии АН Киргизской ССР, Управление геологии Киргизской ССР)

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЗОЛОТОРУДНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНЫХ КЫЗЫЛ-КУМОВ И ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЧАТКАЛЬСКОГО ХРЕБТА

Сравнительная характеристика золоторудных проявлений указанных двух регионов представляет большой интерес в свя-

зи с проблемой металлогенической специализации структурно-формационных зон с резко различной историей геологического развития. Центральные Кызыл-Кумы входят в Южно-Тянь-Шаньскую складчатую систему, а восточная часть Чаткала — в Срединный Тянь-Шань.

Если для Южно-Тянь-Шаньской зоны характерно широкое развитие редкометального оруденения (вольфрам, олово, ртуть), то Срединный Тянь-Шань отличается развитием свинцово-цинковых, медных руд и флюорита. В отличие от названных металлов золото образует промышленные концентрации в обеих структурно-формационных зонах Тянь-Шаня.

Это явление авторы склонны объяснить геохимической особенностью золота, образующего промышленные концентрации в нескольких структурно-формационных зонах. Золото как самородный элемент способно выделяться в различных парагенезисах и температурных условиях совместно с сульфидами или независимо от концентрации последних. По сравнению с другими более распространенными элементами золото достигает промышленной кондиции при малых значениях содержания. В пределах Срединного Тянь-Шаня, в восточной части Чаткальского хребта, в бассейне р. Кассан, золотое оруденение располагается как в метаморфических сланцах и известняках рифея, так и гранитоидах и эффузивных породах палеозоя. Причем в одних случаях оно тесно ассоциирует с пиритом, пирротином, арсенопиритом (Терек-Кан, Ачик-Таш, Андагуль), в других — с пиритом, блеклыми рудами, антимонитом (Терек, Чапчама). При этом оно выделяется как в ранних (высокотемпературных) стадиях гидротермальной минерализации в сопровождении арсенопирита, пирротина и пирита, так и в поздних (низкотемпературных). В последних оно ассоциирует с серебросодержащими блеклыми рудами и антимонитом.

Пробность золота в высокотемпературных ассоциациях в Кассане достигает 863 с соотношением Ag/Au от 0,16 до 0,33, в Кызыл-Кумах — от 680 до 773 с соотношением Ag/Au от 0,6 до 10,5 (в среднем 5,5).

Для средне- и низкотемпературных ассоциаций Кассана данные отсутствуют. Для Кызыл-Кумов они характеризуются следующими значениями. В среднетемпературных пробность Au от 756—901 до 987, по данным Л. З. Палея и Р. П. Бадаловой, с отношением Ag/Au от 23,4 до 73,3 (в среднем 48,3), в низкотемпературных пробность не определялась, но отношение Ag/Au в руде от 161,6 до 280 (в среднем 220,8).

В Центральных Кызыл-Кумах золото сосредоточено в метаморфических сланцах нижнего палеозоя и, возможно, докембрия, а также встречается в карбонатных толщах девона и

гранитоидах верхнего карбона — перми и их жильных дериватах.

В этом районе более детальными исследованиями установлено несколько этапов (не менее трех) выделения золота с соответствующими парагенезисами минералов. Характерно наличие золото-сурьмяной ассоциации (Капкатас), которая более четко и широко проявлена в Кассане.

Установленная многоэтапность оруденения в обоих исследованных районах со своеобразной ассоциацией руд и взаимоотношениями, с разновозрастным осадочным и магматическим комплексами позволяет сделать следующие выводы: многоэтапность оруденения в том и другом районе, вероятно, определяется характером (этапностью) проявления гранитоидных интрузий. Золотое оруденение, несмотря на резкие отличия в возрастах вмещающих пород, генетически связано с герцинским тектоно-магматическим циклом. Имеется предположение о наличии в обоих регионах золотого оруденения, связанного с конечными этапами каледонского тектоно-магматического цикла. Более узкие возрастные пределы оруденения в том и другом цикле еще недостаточно изучены. В обоих регионах золото в высокотемпературной ассоциации сопровождается в основном кварц-арсенопирит-пиритовой ассоциацией. Отличительным моментом является пирротин, который в Чаткальском регионе в сравнении с Кызыл-Кумами имеет значительное развитие.

Для Кызыл-Кумов четко выделяется вторая (среднетемпературная кварцево-золото-пиритовая) ассоциация, которая иногда разобщена и пространственно, но часто накладывается на раннюю. Этот парагенезис характерен присутствием галенита, сфалерита, тетрадимита, реже блеклых руд, менее четко проявлен в Чаткальском регионе.

Низкотемпературная стадия золотого оруденения в обоих регионах проявлена в кварц-карбонат-антимонитовой ассоциации, с заметным участием поздних сульфидов и серебросодержащих сульфосолей.

Для развития этого парагенезиса минералов благоприятна карбонатная среда, иногда измененные дайки лампрофиров, диорит-порфиров и т. д.

Средне- и низкотемпературные стадии минерализации проявлены в основном в жильной, прожилковой форме, тогда как ранняя стадия представлена в равной мере прожилковыми вкрапленными типами руд в метасоматически измененных вмещающих породах. Метасоматиты (в зависимости от состава среды и этапности минерализации) представлены кварц-турмалиновыми, кварц-мусковит-серицитовыми, кварц-альби-

товыми, лиственитовыми, кварц-карбонатными, карбонатными породами и джаспероидами.

Геохимический фон развития золотой минерализации характеризуется постоянным присутствием мышьяка, в свое время подчеркнутого И. Х. Хамрабаевым для Западного Узбекистана, а также серебра, свинца, молибдена и вольфрама. При этом наиболее характерными парагенными элементами руд для ранней стадии являются: As, Fe, Cu, Mo, W, средней — Pb, Zn, Bi, Ag, Tl, Cu, поздней — Sb, Ag, Hg (Pb, Zn).

УДК 553.411 (042.2)

С. Д. Шер и В. М. Скляров
(ЦНИГРИ)

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И ЛОКАЛИЗАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТИПА МУРУНТАУ

1. При типизации месторождений золота и условий их локализации могут быть отдельно выделены особенности, свойственные многим месторождениям определенных металлогенических эпох, региональные или провинциальные особенности и черты, специфические только для данного месторождения. Кроме того имеются «сквозные» особенности, присущие вообще золоторудным месторождениям, независимо от их возрастной и региональной принадлежности.

2. Условия локализации месторождения Мурунтау имеют ряд особенностей, характерных в целом для месторождений варисских металлогенических провинций и не типичных для более древнего и молодого оруденения. К таким особенностям относятся связь месторождений с гранитоидными интрузиями, приуроченность их к крупным антиклинальным структурам, размещение оруденения среди песчаниково-сланцевых толщ и другие. Геологическая обстановка месторождения Мурунтау имеет, в частности, общие черты с таковой крупнейших золоторудных полей Бендиго и Балларат, расположенных в южной части варисской геосинклинальной зоны Восточной Австралии.

3. Важнейшей региональной особенностью, с которой можно связать в целом повышенную золотоносность Западного Узбекистана, по сравнению с остальной территорией Южного Тянь-Шаня, является приуроченность его к узлу пересечения широтной и субмеридиональной (Уральской) линеаментных зон. Поворот и виргация складчатых сооружений является только одним из проявлений этого пересечения. Наряду с ними

большой интерес представляет развитие в западной части Ферганo-Кокшаальской геосинклинальной зоны поперечных к основному направлению ее простирания (субмеридиональных) структурных элементов (дополнительных складок и разломов, иногда пунктирных), выявленных на ряде золоторудных полей провинции, в том числе намечающихся и на Мурунтау.

4. Выдающиеся по крупности месторождения имеют обычно свои специфические индивидуальные особенности, которые и определяют их крупные размеры. Для месторождения Мурунтау к таким особенностям относятся:

а) длительность формирования с совмещением продуктов не только разновозрастных стадий, но и этапов минерализации, то есть отрезков времени, в течение которых постмагматические растворы прошли полную эволюцию от кислотной к щелочной стадиям. Положение о длительности формирования минерализации месторождения согласуется с имеющимися представлениями об устойчивости плана деформации на рудном поле. Вместе с тем геологические наблюдения и определения абсолютного возраста продуктов различных метасоматических преобразований показывают, что все этапы формирования месторождения относятся к варисскому тектоно-магматическому циклу;

б) положение месторождения непосредственно над выступом гранитоидного массива, о чем свидетельствуют локальное развитие предрудного контактового метаморфизма на площади месторождения, геофизические данные и ряд структурных особенностей — изгибы слоистости, как бы облекающей жесткий массив, изменение элементов залегания шарнира главной антиклинали вблизи месторождения, изгибы разломов.

5. Рассматривая перспективы выявления новых месторождений типа Мурунтау, как и вообще выдающихся по размерам месторождений, не следует искать их «полных аналогов», так как повторение сочетания всех факторов, определивших особенности месторождения, маловероятно. Для разработки поисковых критериев необходимо использовать отдельные типичные черты месторождения, группируя их в соответствии с высказанными положениями и выделяя среди них ведущие и подчиненные.

УДК 553.411:553.064 (235.216-15) (042.2)

И. К. Давлетов, Р. Д. Дженчураева, Д. Сатыкеев
(Институт геологии АН Киргизской ССР)

О СКАРНОВО-ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ЧАТКАЛЬСКОМ РАЙОНЕ

Скарново-рудная минерализация Чаткальского района связана с определенными интрузивными комплексами и различается по условиям образования и по вещественному составу.

Магнезиальные скарны, сформированные в период становления отдельных интрузий, пространственно тяготеют к контакту доломитов с небольшими телами диоритов, гранодиоритов и сиенито-диоритов. Они, как правило, имеют небольшую мощность, неправильную штокообразную форму и довольно сложный вещественный состав. Основными минералами являются: форстерит, шпинель, флогопит, монтечеллит и др. При последующей гипогенной переработке магнезиальных скарнов отмечается наложение таких минералов, как серпентин, кальцит, ксантофиллит, эпидот, кварц и др. Золото в магнезиальных скарнах не концентрируется. Анализы мономинерального материала и проб из отдельных скарнированных зон позволяют говорить о том, что золото в них тонкодисперсное и присутствует в ничтожно малом количестве (от 0,5 до 1,5 *г/т*), представляя лишь минералогический интерес.

Первичная метасоматическая зональность магнезиальных скарнов значительно нарушается при последующем наложении известковых скарнов с такими типоморфными минералами, как гранаты андрадит-гроссулярового ряда и пироксены диопсид-геденбергитового ряда. В районе известковые скарны получили широкое развитие, и основное количество рудопроявлений приурочено к ним. Известковые скарны, как правило, находятся в тесной ассоциации с малыми интрузиями гранодиоритового, гранит-порфирового и кварцево-порфирового состава и почти во всех случаях сопровождаются образованием волластонита во внешних зонах скарновых залежей.

Оруденение сопровождается интенсивной гидротермальной переработкой скарновой основы, последняя часто встречается в виде обломков и реликтов среди сульфидных тел. Нередко оруденение выходит за пределы скарновых тел. Наряду с этим встречаются и практически безрудные скарны.

Выше кларкового содержания золото устанавливается в ранних скарновых минералах. Увеличение содержания золота

связано с процессом выделения сульфидов; здесь оно в тонкодисперсном состоянии.

Выделение галенита, сфалерита сопровождается появлением самородного золота в виде каплевидных, дендритовидных и крючковидных образований, заполняющих интерстиции между зернами сульфидов и скарновых минералов.

Таким образом, золото совместно с сульфидами приурочивается в основном к известковым скарнам, состоящим из граната, геденбергита, тремолита, волластонита, реже скополита и актинолита. В начальные этапы скарнообразования золото выделяется в ничтожно малых количествах, с понижением температуры раствора в период отложения сульфидов количество золота увеличивается, доходя до промышленных концентраций.

УДК 553.411 (575.2-17) (042.2)

В. Н. Долженко

(Институт геологии АН Киргизской ССР)

ОБ ИСТОЧНИКЕ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА НА ЗОЛОТОРУДНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ СУЛТАН-САРЫ (СЕВЕРНАЯ КИРГИЗИЯ)

Золоторудное месторождение Султан-Сары (хр. Байдулы, Центральный Тянь-Шань) приурочено к зоне глубинных разломов в эффузивно-осадочных образованиях кембрия, переработанных гидротермами, не имеющими прямой связи с магматическим очагом. Рудовмещающие породы образованы в результате щелочного, существенно калиевого, и углекислосернистого метасоматозов. Исходным материалом для продуктов первого процесса служили в основном туффиты, туфопесчаники, песчаники, реже порфириты и их туфы, диабазы и габбродиабазы. По ним возникли в основном калишпатовые и биотитовые метасоматиты и промежуточные разности, тесно связанные между собой. В полевошпатовых метасоматитах, содержащих иногда в своем составе значительное количество кварца, локализуются характерной окраски и строения жилы кварцевого, доломит-кварцевого, а иногда кварц-полевошпатового состава, а в биотитовых образованиях — кварцевые, эпидот-кварцевые и кальцитовые жилы. Из рудных минералов широким распространением в метасоматитах и жилах пользуется гематит, заимствованный в основном из исходных пород. Нередко альпийский характер кварцевых жил и присутствие в них тех же элементов, что и во вмещающих метасо-

матитах, указывают на формирование их на месте. Это подтверждают данные химических анализов и пересчет баланса выноса и привноса вещества, свидетельствующие об образовании полевошпатовых метасоматитов с выносом, а иногда перераспределением кремнезема, а также кальция, магния и железа, отлагающихся в зонах обогащения в виде биотита, а, возможно, эпидота, гематита и карбонатов. Радиоактивационные анализы указывают на миграцию вместе с петрогенными элементами золота, концентрирующегося в основном в биотите и кварце.

Углекисло-сернистый метасоматоз накладывается на продукты предыдущего процесса и частично на туфогенно-осадочные породы и приводит к образованию сложных по составу и взаимоотношению метасоматитов. Среди них наибольшим распространением пользуются серицит-карбонат-кварцевые, кварц-серицит-карбонатные и реже кварц-карбонат-мусковитовые, карбонатные, серицитовые и каолинитовые метасоматиты. В тесной связи с ними находятся кварцевые, анкеритовые и смешанные по составу жилы, локализующиеся, как правило, в местах наибольшей переработки пород или сопровождаемые зонами изменения. В составе жил устанавливаются все те же элементы, которые выщелочены из исходных пород, в том числе углистый материал, заимствованный из кремнисто-углистых сланцев.

Широкое распространение и неравномерный характер распределения золота, как и сульфидов (пирита, халькопирита, блеклых руд и молибденита), в метасоматитах (до 4 *кг/т*) и жилах (до 1 *кг/т*) свидетельствуют об экстракции его из исходных пород. Изучение концентраций золота методом нейтронной активации в зонах изменения и совпадения спектра других химических элементов исходных и вторичных пород подтверждают это предположение.

Приведенные выше данные позволяют говорить о прямой связи процессов метасоматической переработки пород и рудообразования и рассматривать вулканогенные отложения кембрия как потенциальный источник золота на территории Северной Киргизии.

VIII. МЕТАЛЛОГЕНИЯ СУРЬМЫ И РТУТИ

УДК [553.499+553.497] (235.216) (042.2)

В. П. Федорчук, Л. Н. Афиногенова, И. И. Бочкарев, К. В. Вазиров, А. С. Великий, А. Б. Габелко, А. И. Гончаров, А. И. Денисов, Б. П. Жданов, Р. Р. Исанов, А. В. Кристаль, М. К. Курбанов, В. И. Кусевич, Е. А. Митрофанов, Н. С. Мудрогина, К. Т. Мустафин, Н. А. Никифоров, Т. И. Новикова, Н. А. Озерова, К. О. Осмонбетов, В. В. Подтележникова, Г. С. Поршняков, В. Э. Поярков, М. А. Симонян, Ю. С. Спивак, С. Р. Султанмуратов, В. Т. Сургай, Р. С. Фахрутдинов, Ю. В. Финкельштейн, П. А. Шехтман, Х. М. Юсупов, Г. А. Ярушевский

(САИГИМС, Управление геологии Киргизской ССР, Институт геологии АН Киргизской ССР, Туркменское геологическое управление, Институт геологии АН Таджикской ССР, Таджикское геологическое управление, ИМГРЭ, ИГЕМ АН СССР, ЛГУ, КазИМС, ВСЕГЕИ, Министерство геологии Узбекской ССР, Ташкентский политехнический институт, Фрунзенский политехнический институт)

МЕТАЛЛОГЕНИЯ РТУТИ И СУРЬМЫ ТЯНЬ-ШАНЯ

1. Среднеазиатская ртутно-сурьмяная провинция располагается в центральной части глобального трансконтинентального Средиземноморско-Азиатского рудного пояса, включая фланги альпийско-киммерийской (Копетдаг — Южный Памир) и варисско-каледонской (Тянь-Шань) его ветвей. Отсюда — возможное наложение разновозрастной минерализации в пределах отдельных рудоносных структур (Кугитанг, Северная Киргизия и др.).

2. Тянь-Шаньская ртутно-сурьмяная подпровинция объединяет два трансрегиональных рудных пояса: Северо- и Южно-Тянь-Шаньский. В них выделяются более локальные рудные пояса (Южно-Ферганский, Зеравшано-Гиссарский) и зоны (Северо-Ферганская, Нарынская и др.). Приурочиваются они или к глубинным краевым разломам типа Северо-Катранского, или же к периферическим частям древних стабильных массивов (Таримский и др.).

3. В генетическом отношении все известные месторождения ртути и сурьмы делятся на три группы: переходные к собственно гидротермальным (большинство комплексных сурьмяных месторождений — Кальтасай, Тамдыкол, Актерек и др.), типично телетермальные (моно- и диметальные сурьмяные и ртутные месторождения — Кадамджай, Сымап, Хайдаркан и др.) и субвулканогенные (ртутные рудопроявления в изменен-

ных эффузивах — Приташкентский район). Структурно-морфогенетические особенности рудных полей определяются характером разреза. В соответствии с этим признаком выделяются согласные (Хайдаркан), секущие (Бирксу) и контактово-секущие (Чонкой) рудные поля. Доказано промышленное значение месторождений трех типов рудных формаций: джаспероидного (Терек, Магиан-Маргузор, Кадамджай, Хайдаркан, Чаувай), лиственитового (Чонкой) и карбонатного (Сымап). Выявлены, но недостаточно изучены месторождения кварцево-диккитового (Мык), опалитового (Нуратау), баритового (Ашат) и алунитового (Аксагата) типов.

4. По вещественному составу ртутно-сурьмяные месторождения Тянь-Шаня подразделяются на две группы: комплексные — многокомпонентные и простые — моно- или диметальные. Более выдержанными являются последние, образующиеся при участии глубинных, хорошо отсепарированных рудоносных растворов. Типоморфными элементами металлогенического (геохимического) фона для Тянь-Шаньской подпровинции в целом являются ртуть, сурьма и селен, а для отдельных ее частей — фтор, цинк, мышьяк, золото, олово и вольфрам.

5. Подавляющая часть ртутно-сурьмяных месторождений Тянь-Шаня относится к группе телетермальных, источником рудного вещества для которых служили глубинные очаги. Некоторая часть месторождений могла быть связана с более локальными очагами, ассоциирующими с магматическими аппаратами интрузивного или вулканического типа. Не исключена также возможность мобилизации отдельных компонентов из вмещающих пород в процессе их метаморфизации. Месторождения формировались на завершающих этапах соответствующей складчатости и поэтому их возраст может варьировать в широких пределах, однако основная масса месторождений относится к поздневарисскому циклу (220—240 *млн* лет).

6. В региональном плане закономерности размещения ртутно-сурьмяного оруденения определяются следующими факторами: магматическими (комплексные месторождения сурьмы связаны с областями развития кислых пород, а выходы гипербазитов фиксируют положение глубинных рудоконтролирующих разломов), тектоническими (тяготение рудоносных поясов и зон к местам сопряжения различных тектонических структур и рудоконтролирующая роль глубинных разломов), стратиграфо-литологическими (приуроченность ведущих месторождений к карбонатным частям разреза, в том числе иногда к горизонтам доломитов), структурными (зависимость

от характера рудоподводящих и рудолокализующих структур, среди которых выделяются линейные — разломы, складки и локальные — трубки взрыва, грязевые вулканы, соляные купола, каналы термальных источников, интрузивы, вулканические некки), физико-химическими (значение температурного режима, различный состав гидротерм, удаленность от рудогенерирующего очага, глубина формирования и роль кислорода воздуха и др.).

7. Каждому генетическому типу ртутно-сурьмяных рудных полей соответствуют строго определенные промышленные типы месторождений, характеризующиеся оптимальным сочетанием параметров рудных тел и присущими им закономерностями размещения.

8. Прогнозирование ртутно-сурьмяного оруденения осуществляется с учетом в основном тектонических, стратиграфо-литологических и геохимических факторов, а при оценке отдельных рудоносных зон используются также и структурные факторы. Выделяются районы распространения ведущих генетических групп месторождений, затем рудных формаций и, наконец, структурно-морфогенетических их типов. Предусматривается возможность, в случае резкого изменения геологической обстановки, появления месторождений аномальных генетических и промышленных типов.

9. Для оценки перспектив отдельных районов и более уверенного направления поисково-разведочных работ на ртуть и сурьму составляются прогнозные карты трех типов: тектоно-металлогенические мелкого масштаба (обзорноиллюстративные), геолого-тектонические среднего масштаба (служат для обоснования поискового бурения, направленного на выявление скрытых рудоносных структур) и геолого-структурные крупного масштаба (используются для планирования систематических поисково-разведочных работ).

УДК 553.499 (042.2) +553.497 (042.2)

В. П. Федорчук

(САИГИМС)

МЕТАЛЛОГЕНИЯ РТУТИ И СУРЬМЫ

1. Намечаются два глобальных ртутно-сурьмяных пояса: Средиземноморско-Тянь-Шаньский и Тихоокеанский. В их пределах оконтуриваются рудные провинции, объединяющие региональные рудные пояса с проявлением одновозрастной (Тянь-Шань) или многоэтапной (Северо-Восток СССР) минерализации, характеризующейся определенным комплексом элементов, типоморфных для каждой провинции. Рудные пояса и зоны приурочиваются или к периферическим частям древних стабильных массивов (Якутия), или же к зонам глубинных краевых разломов (Южная Фергана), а также к разрывным структурам первого порядка, контролирующим размещение вулканических аппаратов (Закарпатье).

2. В генетическом отношении ртутно-сурьмяные месторождения могут быть подразделены на три группы: собственно гидротермальные — обычно комплексные сурьмяные, тесно связанные с другими эндогенными месторождениями, характерными для той или иной провинции (Терек-Кассан в Северной Фергане); типично телетермальные — удаленные, монометальные ртутные или сурьмяные (Никитовка в Донбассе); субвулканогенные — чаще всего монометальные ртутные (Пламенное на Чукотке). Первые характерны для складчатых областей варисского или киммерийского возраста (Тянь-Шань, Приморье), вторые формируются в пределах активизированных (разновозрастных) зон платформенных структур (Донбасс, Енисейский кряж), а месторождения третьей группы являются обычными для районов развития современной или недавней вулканической деятельности (Закарпатье, Камчатка, Закавказье).

3. Собственно гидротермальные месторождения связаны, как правило, с локальными рудогенерирующими очагами и формируются на завершающих этапах продуктивного тектонометаллогенического цикла. Для них характерна вертикальная зональность рудоотложения при небольшом, в общем, размахе и существенная роль комплексных сурьмяных (блеклые руды) и ртутных (шватцит) минералов (Кальтасай в Западном Узбекистане). Месторождения этого типа являются «внезональными» (Пайбулак в Карамазаре) или же входят в состав небольших, металлогенически недостаточно четко оконтуривающихся зон (Урал).

Телетермальные месторождения образуются хорошо отсепарированными низкотемпературными растворами, источником которых являются глубинные, может быть, даже подкоровые очаги, что обусловливает формирование весьма протяженных (до первых тысяч *км*) рудоносных зон, характеризующихся большой шириной (многие десятки, до первых сотен *км*). Оруденение является однотипным на значительных площадях и отличается развитием обширных и весьма интенсивных ореолов первичного рассеяния основных рудообразующих элементов. Вмещающие породы подвергаются при этом массовой гидротермальной переработке.

Субвулканогенные месторождения образуются при участии высокотемпературных, иногда газово-жидких растворов и эманаций, связанных с вулканическими очагами. Контролируются они локальными структурами и отличаются высокой концентрацией рудных компонентов при ограниченном площадном распространении ореолов гипогенного рассеяния ртути и других элементов-индикаторов.

УДК 550.40 (-0):[553.499+553.497] (235.216) (042.2)

В. Т. Сургай
(Институт геологии АН Киргизской ССР)

РЕГИОНАЛЬНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РТУТИ И СУРЬМЫ В ТЯНЬ-ШАНЕ

1. Сообщение основано на регионально-геохимическом анализе обильного фактического материала, собранного большим коллективом геологов почти за 40-летний период всесторонних исследований геологии Тянь-Шаня. Такой анализ состоит в изучении геохимического поведения (миграции, рассеяния и накопления) типоморфных рудообразующих элементов во всех важнейших процессах земной коры (тектогенез, денудация и осадконакопление, метаморфизм и магматизм, эволюция подземных вод), протекавших в истории геологического развития структурно-тектонических областей и составляющих их структурно-фациальных зон Тянь-Шаня.

2. Главным методическим приемом регионально-геохимического анализа служит составление палеоструктурно-фациальных схем по отдельным геологическим эпохам и оценка геохимического поведения типоморфных элементов (Hg, Sb, As, Pb, Zn, Fe, V, Mo, F и др.) в геологических формациях (осадочных, метаморфических, магматических), возникших в

истории геологического развития структурно-фациальных зон Тянь-Шаня.

3. Накопленный фактический материал свидетельствует о том, что сурьмяно-ртутное оруденение проявляется в структурно-тектонической области развития герцинид Южного Тянь-Шаня и практически отсутствует в области господства каледонид Северного Тянь-Шаня, если не считать мелких минералогических проявлений ртути (блеклые руды), шлихов с киноварью и почти постоянного присутствия сурьмы как элемента-примеси в рудах многочисленных полиметаллических (преимущественно свинцово-цинковых) месторождений и рудопроявлений этого региона.

Отсутствие сурьмяно-ртутного оруденения в Северном Тянь-Шане может быть объяснено следующими причинами: 1) отсутствием источников ртути и сурьмы при формировании геологических формаций структурно-фациальных зон региона; 2) обилием интрузивных масс и глубокой эродированностью их верхних геохимических концентров, в которых могли находиться магматогенные концентрации ртути и сурьмы; 3) глубоким региональным метаморфизмом древних толщ, динамотермальные условия преобразования которых вызвали, по-видимому, отгонку из них ртути и сурьмы как легкоподвижных (летучих) компонентов.

Первая причина представляется наиболее вероятной, так как и в формациях эпикаледонских (герцинских) впадин Северного Тянь-Шаня не наблюдается заметного проявления ртути и сурьмы.

Богатое сурьмяно-ртутное, нередко с мышьяком, оруденение в Южном Тянь-Шане может быть объяснено следующими причинами: 1) наличием источника рудного вещества, намечаемого в краевых (южных) и внутренних областях сноса, сложенных преимущественно терригенно-карбонатными отложениями кембрия и кембро-ордовика, показывающими повышенные концентрации ртути (до $n \cdot 10^{-3}\%$) и других элементов (Pb, Zn, Fe, V, Mo, Mn и пр.); 2) благоприятными условиями осадочного и эффузивно-осадочного литогенеза, в частности образования рудоносных и потенциально-рудоносных карбонатных формаций, несущих почти все месторождения, рудопроявления ртути и сурьмы региона; 3) проявлением верхнепалеозойского интрузивного гранитоидного и щелочного магматизма, синхронного с гидротермальным сурьмяно-ртутным оруденением, обогащенным фтором — типоморфным элементом интрузий; 4) благоприятными условиями эпигенетического (магматогенного, метаморфогенного, трансгрессивно-контактового и вадозно-инфильтрационного) преобразования ука-

занных рудоносных и потенциально рудоносных карбонатных формаций.

4. Развитие структурно-фациальных зон области герцинид Южного Тянь-Шаня предопределило пространственное положение и геологическую позицию трех рудных поясов, в которых локализовалось сурьмяно-ртутное и сопутствующее ему оруденение. Так, в Чаткало-Нарынской (фактически Сары-Джаз—Южно-Каратауской) зоне, вместе с Кураминской подзоной, или в Срединном Тянь-Шане размещается одноименный рудный пояс с типоморфным золото-сурьмяным, золото-колчеданным оруденением в древних толщах, полиметаллическим и ртутно-полиметаллическим оруденением в карбонатной формации девона — карбона, местами и силура (D_2—C_2, $\pm S_2$).

В Алай — Кок-Шаальской (фактически Нуратау-Иныльчекской) структурно-фациальной зоне размещено два сурьмяно-ртутных рудных пояса: 1) Нуратау-Баубашатинско-Борколдойский (Туркестано-Алайский) и 2) Гиссаро-Алай-Кок-Шаальский, оруденение которых размещено преимущественно в карбонатной формации девона—карбона, местами и силура (D_2—C_2, $\pm S_2$).

Таким образом, типоморфное оруденение отмеченных трех рудных поясов Южного Тянь-Шаня размещено преимущественно в аналогичных литостратиграфических комплексах пород: полиметально- и ртутно-полиметально-карбонатной и сурьмяно-ртутно-карбонатной формациях девона—карбона, местами (в раннегерцинских прогибах) и силура (D_2—C_2, S_2).

5. В указанных рудоносных и потенциально-рудоносных карбонатных формациях типоморфное оруденение или резко повышенные металлогенические фоны концентрации химических элементов этого оруденения приурочены в своем первичном (сингенетическом) накоплении к восстановительным геохимическим фациям, главным образом седиментационным доломитам, реже известнякам, занимающим различные стратиграфические уровни. Это нередко создает многоярусность оруденения и повышение фонов концентрации рудообразующих элементов.

6. В формировании рудоносных и потенциально-рудоносных осадочных формаций важнейшую роль играли: тангенциальный поток рудообразующих элементов от областей сноса (краевых и внутренних) и их накопление в седиментационных бассейнах; эффузивно-осадочные процессы, начавшиеся в раннегерцинских прогибах и проявлявшиеся почти на протяжении всего палеозоя, давали в карбонатных формациях отдаленно кремнистые вулканогенные образования (горизонты,

линзы, желваки и пр.), обогащенные ртутью и другими халькофильными элементами (Sb, Fe, Pb, Zn, As и пр.).

7. Сингенетично указанным главным рудоносным формациям и на их металлогеническом фоне под влиянием эпигенетических процессов развивались три генетических типа с рядом подтипов месторождений ртути и сурьмы Южного Тянь-Шаня, перечисляемых ниже в эволюционной последовательности.

I. Осадочно-диагенетически-катагенетический с четырьмя подтипами:

1) терригенным,
2) органогенно-хемагенным,
3) седиментационно-вулканогенным,
4) трансгрессивно-контактовым (седиментационно-остаточным).

II. Гидротермальный с тремя подтипами:

1) магматогенно-гидротермальным,
2) метаморфогенно-гидротермальным,
3) парагидротермальным,

III. Вадозно-инфильтрационный с двумя подтипами:

1) сульфатно-гидротермальным,
2) гидротермально-сульфатным.

Перечисленные типы отличаются своими диагностическими признаками, определяющимися условиями возникновения и развития: морфогенезом, текстурно-структурными особенностями, процессами и способами рудонакопления, вещественным составом, взаимоотношениями с вмещающими породами и пр.

8. За счет указанных типов месторождений, формировавшихся преимущественно в палеозойское время, образовались месторождения и повышенные концентрации ртути, нередко вместе с сурьмой, свинцом, цинком, медью и другими элементами в мезозойских (реже мезо-кайнозойских) осадочных формациях. Они относятся к осадочно-диагенетически-катагенетическому и вадозно-инфильтрационному типам.

9. Наметившиеся, таким образом, генетический и стратиграфический (возрастной) диапазоны сурьмяно-ртутного оруденения Южного Тянь-Шаня значительно расширяют фронт поисковых и поисково-разведочных работ, не ограничивая его, как прежде, гидротермальным типом оруденения, проявившегося в позднегерцинский тектоно-магматический этап геосинклинального развития этой складчатой области.

10. Развитие сырьевой базы и производства металла сурьмяно-ртутной промышленности в Тянь-Шане возможно в следующих направлениях:

1) путем оценки ртутного оруденения, сингенетичного осадочным формациям палеозоя и мезозоя (на первых порах седиментационных доломитов восстановительных геохимических фаций среднего-верхнего девона; базальных горизонтов, глинистых пород и углей юры, накапливавшихся в районах развития рудоносных и потенциально рудоносных сурьмяно-ртутно-карбонатных формаций девона — карбона, силура и кембрия), с целью комплексного использования сырья в этих образованиях, содержащих резко повышенные концентрации ртути и других полезных компонентов (Se, Pb, Zn, Mg, Ca, битумы);

2) путем оценки ртутно-полиметаллического оруденения, сингенетичного карбонатной формации девона—карбона (D_2—C_2), несущей промышленные концентрации ряда элементов (Pb, Zn, Ag, Sb, Hg, Cu и др.);

3) путем вовлечения в промышленную разработку средних и мелких месторождений ртути и сурьмы, известных в Тянь-Шане, освоение которых рекомендуется небольшими кустовыми предприятиями основных производственных горнорудных комбинатов.

УДК[553.499+553.497](575.0)(042.2)

Н. А. Никифоров, Г. А. Ярушевский

(Управление геологии Киргизской ССР, Ташкентский политехнический институт)

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ РТУТНО-СУРЬМЯНЫХ РУДНЫХ ПОЛЕЙ СРЕДНЕЙ АЗИИ

1. Среднеазиатская ртутно-сурьмяная провинция отображает две эпохи рудообразования — палеозойскую и альпийскую. Значительные ртутные и ртутно-сурьмяные рудные поля размещаются в палеозойских образованиях Тянь-Шаня. Под рудным полем нами понимается несколько сближенных месторождений и рудопроявлений, объединенных общностью рудоконтролирующих факторов (стратиграфо-литологических, геолого-структурных и геохимических) и рассматриваемых при разведке в качестве промышленного объекта.

2. Для понимания геологической позиции сурьмяно-ртутных рудных полей в структуре Тянь-Шаня важен учет особенностей и времени развития геосинклинальных зон. Так, в Северо-Тяньшаньской каледонской геосинклинальной зоне ртутно-сурьмяное оруденение представлено мелкими единичными рудопроявлениями. Значительные же ртутно-сурьмяные руд-

ные поля находятся в герцинской Алае-Кокшаальской складчатой области Южного Тянь-Шаня, относящейся к среднепалеозойской миогеосинклинали. Важная особенность этой области — развитие глубоких позднепалеозойских прогибов и поднятий. Здесь известны довольно значительные и сложные по составу субщелочные и щелочные интрузии, завершающие палеозойский тектономагматический цикл. Крупные зоны краевых разломов, развитые главным образом в среднем палеозое по границам структурно-фациальных зон и подчеркнутые (обновленные) позднегерцинскими разрывными нарушениями, представляют собой зоны более высокой интенсивности тектонических движений и дислокаций. Эти зоны были ведущими рудоконтролирующими структурами, обусловившими линейный характер размещения рудных полей и образование рудных кулис (по В. И. Смирнову) и зон.

3. Ртутное и ртутно-сурьмяное оруденение известно во всех главных литологических и возрастных группах осадочных и осадочно-вулканогенных образований палеозоя (от силура до верхнего карбона). Однако большинство известных рудных полей размещается в карбонатных (известняки, доломиты) и эффузивных (основного состава) толщах девона и карбона. Важным фактором становления рудных полей были определенные, выдержанные в пространстве чередования осадочных толщ палеозоя. Особенно благоприятны такие разрезы (снизу вверх): сланцы—известняки—доломиты—сланцы, эффузивы—сланцы. Вместе с тем благоприятна значительная мощность сравнительно хрупких пород разреза (известняки, доломиты, эффузивы). Они играют роль рудопроводящей и рудолокализирующей среды, а перекрывающие их сланцы (нередко аллохтонные — надвинутые) имеют значение экрана.

4. По геологической позиции относительно складчатых и разрывных структур первого и второго порядка ртутно-сурьмяные рудные поля Тянь-Шаня могут быть разделены на три группы: 1) довольно многочисленные рудные поля в антиклинориях, где они размещаются в складчатых структурах второго порядка, осложненных разломом (подгруппы: а — рудные поля в зонах контакта известняков с перекрывающими их сланцами и б — поля, где оруденение локализовано на значительном удалении от контакта, внутри карбонатных толщ); 2) рудные поля, приуроченные к крупным моноклиналям на крыльях синклинориев, где оруденение размещается в тесной связи с разломами; 3) рудные поля вблизи крупных краевых разломов на крыльях синклинорных структур, не имеющие отчетливой связи со складчатыми дислокациями.

5. Рассматриваются установленные связи между вещест-

венным составом руд, масштабом рудных полей с определенными геологическими структурами и средами.

Так, рудные поля в антиклинорных структурах (первая группа), главное оруденение которых локализировано в зоне контакта известняков с перекрывающими сланцами (I подгруппа), характеризуются значительными масштабами сурьмяных и ртутно-сурьмяных руд (кварц-флюорит-антимонит-киноварная рудная формация). Рудные поля, локализованные внутри карбонатных толщ на значительном удалении от контакта со сланцами (II подгруппа), представлены мелкими и средними месторождениями ртутных руд (доломит-кальцит-киноварная рудная формация).

Рудные поля, приуроченные к моноклиналям на крыльях синклинориев (вторая группа), обычно незначительны по масштабам, с монометальным ртутным оруденением (кальцит-киноварная и кварц-доломит-кальцит-киноварная рудные формации).

Рудные поля, тяготеющие к крупным краевым разломам (третья группа) и развитые обычно в толщах разнородного литологического состава, характеризуются значительным разнообразием состава ртутных и сурьмяных руд (киноварно-лиственитовые, киноварно-кальцит-анкеритовые, кварц-антимонитовые и другие рудные формации). Масштабы этих полей обычно незначительные, реже средние.

Намеченные геологические позиции ртутно-сурьмяных рудных полей в структуре Тянь-Шаня способствуют успешному ведению поисков и прогнозированию скрытого оруденения.

УДК [553.411+553.499]:553.064 (575+471.50+571.15) (042.2)

Н. И. Бородаевский

(ЦНИГРИ)

СОПОСТАВЛЕНИЕ ЗОЛОТОРУДНЫХ И РТУТНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЛИСТВЕНИТОВОЙ ФОРМАЦИИ СРЕДНЕЙ АЗИИ, УРАЛА И АЛТАЯ

1. Лиственитовая формация месторождений золота и ртути характеризуется ассоциацией кварцевых и карбонатных сульфидных жил, несущих в своем составе киноварь и золото, с лиственитами — характерными породами, образующимися при гидротермальном метаморфизме базитов и гипербазитов в зонах глубинных разломов.

2. Лиственитами и связанные с ними месторождения ртути и

золота широко развиты в районах Средней Азии, Урала и Алтая, представляя характерный элемент варисской металлогении.

3. Обычно наблюдается отчетливое разделение золотых и ртутных месторождений, образующих обособленные рудные пояса. Вместе с тем наблюдается отчетливая генетическая связь групп золоторудных и ртутных месторождений и постепенные переходы между ними.

4. Изучение ряда ртутных месторождений Урала, Калбы и Горного Алтая показывает, что ртутная минерализация в лиственитах локализована вблизи от мест интерминерализационного дробления лиственитов, а их руды представляют сложные интерминерализационные брекчии или полибрекчии. Аналогичным образом в интерминерализационных брекчиях и метаморфогенных сульфидно-кварцево-карбонатных прожилках локализовано в лиственитах золото.

5. Выделения сульфидов сурьмы и ртути в связи с лиственитами представляют своеобразные ореолы над очагами интерминерализационных подвижек и брекчированных лиственитов. При этом наблюдается специфическая «метаморфогенная» зональность: киноварь расположена на большем удалении, а антимонит — вблизи от очагов дробления. Подобное строение ореолов указывает на возможность переработки залегающих на большой глубине кварцево-сульфидных руд с содержанием блеклой руды и других сульфидов сурьмы и ртути.

6. Таким образом, можно ожидать, что в связи с определенными группами ртутных и сурьмяных месторождений лиственитовой формации на некоторой относительно небольшой глубине могут залегать «слепые» месторождения золота, для которых они являются своеобразными индикаторами. На ряде изученных месторождений устанавливаются предварительно критерии подобных соотношений. Наиболее благоприятными структурами для того, чтобы они проявлялись, служат активизированные в посторогенную фазу глубинные разломы на окраинах срединных массивов.

7. С позиций, изложенных в докладе, ртутные и сурьмяные месторождения в пределах лиственитовой формации могут быть выделены в качестве подформации, характеризующей посторогенные условия развития продуктивного магматического цикла. Возможно, для других типов гидротермальных месторождений на аналогичной основе должны выделяться подформации.

УДК [553.497+553.499] (575.2/.3) (042.2)

А. С. Великий

(ИМГРЭ)

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ СУРЬМЯНО-РТУТНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КИРГИЗИИ И ТАДЖИКИСТАНА

Сурьмяно-ртутное оруденение проявлено во многих районах Средней Азии и особенно широко распространено в Киргизии и Таджикистане, где оно локализовано в виде линейно вытянутых зон в пределах сложно построенного мегантиклинория субширотного простирания, возникшего на месте обширной позднепалеозойской геосинклинальной области Южного Тянь-Шаня.

Среди сурьмяно-ртутных месторождений рассматриваемой территории могут быть выделены по преобладающему распространению в них характерных минеральных ассоциаций следующие типы: 1) кварц-сульфосольно-антимонитовый (Терексай, Гурдара, Кара-Камар); 2) кварц- (флюорит)-антимонитовый (Кадамджай, Турк-Парида и др.); 3) кварц-карбонат-киноварь-антимонитовый (Джижикрут); 4) кварц-флюорит-антимонит-киноварный (Хайдаркан, Чаувай); 5) кварц-диккит-(антимонит)-киноварный (Кончоч); 6) карбонат-киноварный (Сымап, Адыр-Акоу, Черекты, Алыш и др.) и 7) кварц-карбонат-киноварный (Чонкой).

Подавляющее большинство этих сурьмяных, сурьмяно-ртутных и ртутных месторождений приурочено к краевым частям (крыльям) упомянутого выше мегантиклинория, характеризующегося, в связи с неравномерным и неоднократным возникновением здесь локальных прогибов и поднятий и ограничивающих их разрывов, очень сложным строением. К северному крылу его приурочен Южно-Ферганский, а к южному — Зеравшано-Гиссарский ртутнорудные пояса.

Размещение отдельных месторождений и их групп в пределах рудных поясов связано обычно с размещением мезозойских и более молодых депрессий. Последние, следуя одна за другой и образуя в целом своеобразную цепочку вдоль простирания крупных складчатых и разрывных структур, часто значительно отступают в ту или иную сторону. В результате здесь наблюдается сложное кулисообразное строение, обусловливающее кулисообразное же размещение месторождений в пределах упомянутых рудных поясов.

Рассматриваемые сурьмяно-ртутные месторождения территориально тяготеют к окаймляющим депрессии краевым раз-

ломам, размещаясь преимущественно в пределах поднятий. В связи с этим ртутное оруденение здесь проявлено в относительно древних толщах — от рифея до верхнего палеозоя. Однако не исключено присутствие ртутной минерализации и в мезозойских отложениях, в которых местами устанавливается повышенное содержание ртути.

Рудоконтролирующие краевые разломы характеризуются длительным развитием; они испытали не только герцинские, но и более поздние движения и отличаются сложным строением. Они представляют сложные зоны взбросов и взбросо-сдвигов с серией сопряженных разрывов более высоких порядков, нередко сопровождаются тектонической брекчией, проявлением магматизма и гидротермального метаморфизма. Интенсивное развитие их связано с периодом перехода складчатой области в складчато-глыбовое сооружение.

Приуроченность рассматриваемых месторождений к длительно развивавшимся краевым разломам позволяет полагать, что формирование их происходило не непосредственно за складчатостью, а со значительным разрывом во времени и было связано с тектонической активизацией определенных участков консолидированной складчатой области, когда последняя испытала расчленение на поднятия, сложенные древними породами, и прогибы, заполненные мощными толщами, как правило, слабо дислоцированных молодых отложений. В связи с этим могут получить развитие месторождения, не связанные с линейно вытянутыми зонами, а приуроченные к определенным блокам приподнятых пород.

Изложенные представления позволят, по-видимому, внести некоторые коррективы в перспективную оценку и направление поисковых работ на ртуть в пределах рассматриваемой территории.

УДК 553.499 (235.216-13) (042.2)

Е. А. Митрофанов, К. О. Осмонбетов, Б. П. Распопов
(Управление геологии Киргизской ССР)

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ РТУТНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Поясовое размещение ртутного оруденения в Тянь-Шане впервые было подмечено Д. И. Щербаковым при изучении рудоносности в Южном обрамлении Ферганской долины.

Пространственное размещение месторождений Д. И. Щер-

баковым увязывалось с зонами крупных разломов, развитых в северных предгорьях Алайского и Туркестанского хребтов.

Развивая и углубляя положение Д. И. Щербакова о закономерностях распределения ртутного оруденения в Южном Тянь-Шане, В. И. Смирнов расширил границы Южно-Ферганского рудного пояса и установил структурные и литологические факторы контроля ртутного оруденения. В. И. Смирнов рисовал этот пояс независимым от расположения основных герцинских структур, целиком подчиняя его альпийским разломам. Н. М. Синицын, анализируя положение ртутно-сурьмяных зон в региональной структуре, отмечает, что их пространственное размещение подчинено областям сочленения позднепалеозойских складчатых зон с зонами, сформированными более древними фазами складчатости.

Распределение рудных полей внутри складчатых зон, по его мнению, кулисообразное, со смещением к юго-западу и тесно связано с особенностями геологического строения и историей развития структур 2-го порядка.

В своих металлогенических построениях В. Т. Сургай, Е. Д. Карпова, В. Т. Федорчук и др. выделяют ряд крупных рудных поясов и небольших зон ртутной минерализации. При выделении металлогенических единиц они исходят из пространственного распространения и возраста ртутно-сурьмяного оруденения.

Исходя из позиций, намеченных в свое время Д. И. Щербаковым, рассмотрим основные особенности размещения ртутного оруденения в восточной части Южного Тянь-Шаня (в пределах Киргизской ССР, Кок-Шаальская система хребтов).

На основе исследований последних лет Управлением геологии Киргизской ССР получено много новых сведений о ртутной рудоносности и геологическом строении рассматриваемого региона. Эти данные позволяют сделать определенные выводы в отношении рассматриваемого полезного ископаемого.

В геологическом строении восточной части Алай-Кок-Шаальского рудного пояса принимают участие отложения среднего палеозоя и кайнозоя. По особенностям разреза и, главным образом, возрасту завершающей фазы складчатости здесь выделяется 3 группы структурно-фациальных зон: Ат-Башинская и Иныльчекская — раннегерцинские; Джаны-Джерская и Ак-Сайская — среднегерцинские; Кок-Шаальская и Майдантагская — позднегерцинские.

На основании имеющихся данных о ртутной рудоносности восточной части Южного Тянь-Шаня можно утверждать, что рудоконтролирующими структурами являются наиболее крупные разломы глубинного заложения (Ат-Баши-Иныльчекский и

Южно-Джаны-Джерский), а рудораспределяющими — Джаны-Джерский и Борколдойский разломы.

В результате анализа имеющегося материала в пределах рассматриваемого региона выделяются следующие рудные и рудоносные структуры:

1. *Ат-Башинская рудная кулиса.* Она включает месторождения и рудопроявления Ат-Башинского рудного поля и, возможно, продолжается к западу, в горы Тигерек. В горах Тигерек известны ореолы рассеяния киновари, приуроченные к полосе развития серпентинизированных гипербазитов. Интрузии гипербазитов линейны, располагаются вдоль разломов субширотного направления, причленяющихся на западе к Таласо-Ферганскому разлому, а на востоке — к Ат-Баши-Иныльчекскому. Ртутные месторождения, известные в Ат-Башинском рудном поле, приурочены к лудловским известнякам, локализуются в зонах субширотных брекчий. Богатые рудные тела приурочены к карстам. Ртутная минерализация отмечается кроме того в лиственитах, связанных с зонами герцинских разломов — проявлениями глубинного Ат-Баши-Иныльчекского разлома.

В терригенных толщах встречены кварц-анкеритовые жилы с убогой ртутной минерализацией.

2. *Уланская рудная кулиса* объединяет многочисленные рудопроявления и мелкие месторождения Уланского хребта. В структурном отношении кулиса представляет антиклинорий. Внутреннее строение антиклинория весьма сложное. Ртутное оруденение данной кулисы локализуется в известняках карбона, нижнего девона и кремнисто-эффузивных образованиях среднего девона.

В центральной части кулисы, в бассейне р. Улан (восточный), ртутное оруденение размещается в складчатых структурах 2-го и 3-го порядков, тяготея к области перехода карбонатных пород девона к эффузивно-кремнистым породам среднего девона. Они контролируются Северо-Кокджарским и Южно-Кокджарским взбросо-надвигами. Характер оруденения трещинный и гнездовый.

3. *Джаны-Джерская рудная кулиса* объединяет ртутные рудопроявления, связанные с лиственитами зоны Южно-Джаны-Джерского разлома. Восточнее известных рудопроявлений, в пределах Карачукурской подзоны Джаны-Джерской зоны, повсеместно распространена киноварь в шлихах, известна киноварь и в протолочках из эффузивов.

Таким образом, изучение восточной части кулисы несомненно расширит ее границы и перспективы.

4. *Борколдойская рудная кулиса.* Положение кулисы контролируется Борколдойским разломом.

Известные рудопроявления приурочены к зоне разлома, локализуются в туфопесчаниках и эффузивах. На примыкающей с северо-запада площади, занятой карбонатными отложениями Восточно-Борколдойской подзоны Джаны-Джерской зоны, повсеместно распространена киноварь в шлихах, отмечены повышенные содержания ртути и киновари в металлометрических пробах и протолочках, взятых из зон разломов.

5. Данные по ртутной рудоносности Иныльчекской зоны пока недостаточны. Ртутная минерализация связана здесь с полиметаллическим оруденением. К настоящему времени известно лишь одно мелкое рудопроявление с комплексной минерализацией. Единичные знаки киновари, отмечаемые здесь в шлихах, обязаны, по-видимому, разрушению подобных зон минерализации.

УДК 553.499 (235.216-14) (042.2)

И. И. Бочкарев
(Фрунзенский политехнический институт)

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И НЕКОТОРЫЕ ПЕРСПЕКТИВЫ РТУТНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В КАРАЧАТЫРСКОЙ РУДНОЙ ЗОНЕ

В Карачатырскую рудную зону нами включается территория одноименной структуро-фациальной зоны (по Н. М. Синицыну) с прилегающими к ней с юга площадями, вплоть до 40-й параллели на западе и Наукатской впадины на востоке. Описываемая зона, размещаясь в низких северных предгорьях Туркестано-Алайской горной системы, вытянута в широтном направлении вдоль регионального Северо-Катранского надвига.

Тектонический режим формирования ее территории обусловил накопление мощных осадочно-метаморфических и эффузивных комплексов палеозоя, осадочных и слабо метаморфизованных толщ мезозоя и современных отложений. Интрузивные образования имеют весьма ограниченное распространение.

В структурном отношении описываемая площадь относится к «Южной зоне западного Тянь-Шаня» и характеризуется верхнепалеозойским прогибанием ее северной части и подня-

тием южной. Вся территория осложнена серией крупных антиклинальных поднятий (Тохтобуз-Сулюктинское, Гузанское, Баткен-Катранское, Карачатырские горы и др.) и депрессий, представляющих собой антиклинали, грабены или поперечные прогибы. Главные разрывные нарушения рудной зоны являются краевыми разломами, размещающимися на границе поднятий и опусканий. Они так же, как и складчатые структуры, имеют в основном широтное направление. Самым крупным разломом и в то же время основной рудоконтролирующей структурой региона является Северо-Катранский взбросо-надвиг, прослеживающийся через всю описываемую зону по контакту среднепалеозойских образований с верхнепалеозойскими отложениями. Не менее крупным разломом является Катранский надвиг, который на описываемой площади проходит по контакту силура с мезозоем, а на востоке уходит к южным склонам гор Катран. Другие нарушения имеют меньшую протяженность, но часто, как и упомянутые два, относятся к глубоко заложенным и долго формирующимся.

Вопрос размещения оруденения в описываемом регионе рассматривается с региональных и локальных позиций. Закономерности размещения рудных полей и районов в общей структуре региона следует рассматривать с региональных позиций, а условия концентрации ртутного оруденения в месторождениях и рудопроявлениях на площадях рудных районов и полей — с локальных. В обоих случаях ведущими факторами, обеспечившими концентрацию ртутного оруденения, были благоприятные сочетания антиклинальных структур, сложенных карбонатными образованиями, с глубокими разломами. Особенно интересными в этом отношении являются области искривлений разрывных и складчатых структур. К изменениям простирания региональных структур тяготеют рудные районы и поля, а к локальным — месторождения и рудопроявления. Так, в искривлениях Северо-Катранского разлома размещаются Шунк-Каратангинская группа ртутных рудопроявлений и Баткенская рудная площадь, а к изгибу оси Улугтауской антиклинали приурочено месторождение Чон-Кой.

На локализацию руд существенное влияние оказывают разломы, секущие складчатые структуры и зоны интенсивного смятия, сопровождающиеся долго формирующимися разломами, выполненными серпентинитами. Наиболее высокие концентрации ртути создаются в интенсивно окварцованных карбонатных породах, тяготея к флексурам (горизонтальным и вертикальным) и мелким складкам, осложненным серией разрывных нарушений.

Стратиграфически ртутное оруденение в Карачатырской зо-

не размещается в двух рудно-структурных подэтажах. Месторождения Чон-Кой и Араван и рудопроявления с наиболее богатым оруденением приурочены к нижнему подэтажу, сложенному среднепалеозойскими образованиями. В верхнем рудноструктурном подэтаже, представленном верхнепалеозойскими отложениями, ртутное оруденение приурочено к анкерит-кварц-кальцитовым жилам Шунк-Каратангинской группы ртутных рудопроявлений.

Наличие благоприятной для ртутного оруденения геолого-структурной обстановки и широкое распространение его в виде множества рудопроявлений и месторождений на территории Карачатырской рудной зоны указывают на несомненную перспективность зоны на открытие промышленных месторождений ртути.

УДК [553.499+553.497] (235.216-13) (042.2)

К. И. Литвиненко, Р. Н. Сальникова
(Управление геологии Таджикской ССР)

РОЛЬ ЭРОЗИОННОГО СРЕЗА В РАЗМЕЩЕНИИ РТУТНО-СУРЬМЯНОГО ОРУДЕНЕНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ ЗЕРАВШАНО-ГИССАРСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ

1. Анализ условий размещения ртутно-сурьмяного оруденения на территории Зеравшано-Гиссарской горной области показывает, что в локализации этого оруденения существенное значение, наряду с тектоническими, структурными и литологическими факторами, принадлежит эрозионному срезу.

2. Расчет глубин формирования ртутно-сурьмяных месторождений, определение зависимости между характером и масштабами оруденения и степенью эродированности района производится на основе карты глубин эрозионных срезов. Методика составления карт подобного рода разработана М. Г. Калабиной.

3. Формирование ртутного оруденения по времени относится к P_2—T_1, т. е. к заключительным этапам герцинского тектоно-магматического цикла, завершение которого совпало по времени с образованием домезозойского пенеплена, реставрированная поверхность которого принята нами за нулевую поверхность, существовавшую в период формирования рассматриваемого оруденения.

Величина эрозионного среза определялась путем сравне-

ния высотных отметок указанной поверхности (древнего рельефа) с современным рельефом.

На карте эрозионных срезов выделены следующие глубины:

0 — 500 *м* — приповерхностные;
500 — 1000 *м* — незначительные;
1000 — 1500 *м* — умеренные;
1500 — 2000 *м* — большие;
>2000 *м* — значительные.

4. Анализ карты позволяет сделать следующие выводы:

а) Ртутное оруденение прослеживается на интервалах глубин от 0 до 1500 *м*. Вертикальный размах оруденения составляет более 1500 *м*. Наиболее благоприятной глубиной для формирования промышленного оруденения является интервал 200—1000 *м* ниже уровня нулевой поверхности;

б) Сурьмяное оруденение прослеживается на интервалах глубин 500—2000 *м* ниже уровня поверхности, существовавшей в момент рудообразования. Вертикальный размах оруденения составляет около 2000 *м*. Наиболее благоприятной глубиной является интервал от 500 до 1500 *м;*

в) Рудные зоны Зеравшано-Гиссарского ртутно-сурьмяного пояса (Магиан-Каракульская, Пасруд-Ягнобская) отвечают участкам территории с меньшей величиной эрозионного среза по сравнению с разделяющими их безрудными площадями.

УДК [553.497+553.499] (575) (042.2)

Н. Н. Мозгова, Ю. С. Бородаев
(ИГЕМ АН СССР, МГУ)

О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ ФОРМИРОВАНИЯ СУРЬМЯНО-РТУТНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СРЕДНЕЙ АЗИИ

1. Вопрос о стадийности рудообразования на сурьмяно-ртутных месторождениях до сих пор является спорным. Одними исследователями процесс трактуется как одностадийный, другими — как многостадийный. При изучении соотношений минералов на различных месторождениях этого типа Средней Азии (Чаувай, Хайдаркан, Джижикрут, Магианская группа и др.) выявлено, что рудные минералы очень тесно ассоциируются друг с другом, крупномасштабные пересечения одних минеральных ассоциаций другими отсутствуют, нет также разнотипных околорудных изменений, связанных с различными минеральными ассоциациями. Все это может свидетельствовать о том, что рудные минералы образовывались близко одновременно, из растворов сложного состава в одну стадию.

2. Сравнительное изучение элементов-примесей в антимоните из месторождений разных генетических типов показывает, что антимонит из существенно ртутных месторождений характеризуется максимально возможным для этого минерала общим количеством изоморфных примесей (As, Pb, Ag и др.). В то же время в антимоните, например, из полиметаллических месторождений содержание их меньше, несмотря на наличие значительных количеств галенита, арсенопирита и других соответствующих минералов в рудах. Последнее, видимо, свидетельствует о дифференциации элементов при рудообразовании и хорошо согласуется с установленной на этих месторождениях многостадийностью процесса. Тесная же ассоциация сурьмы с целым рядом элементов на ртутных месторождениях в определенной мере говорит о комплексности рудных растворов без дифференциации их в процессе формирования руд, а следовательно, и об одной стадии рудообразования. Установленная закономерность в отношении максимального количества элементов-примесей в антимонитах ртутных месторождений может использоваться как поисковый признак.

3. Наблюдающаяся в ряде сурьмяно-ртутных месторождений пространственная разобщенность определенных минеральных ассоциаций, которая некоторыми исследователями трактовалась как проявление многостадийности процесса,

объясняется фациальной изменчивостью условий рудообразования.

4. При истолковании характерных для этих месторождений кокардовых брекчиевых текстур руд высказывались различные мнения, в частности об участии коллоидных растворов и о наличии в процессе рудообразования двух фаз (или подстадий) — метасоматической и цементационной. Специальное исследование данных текстур показывает, что их формирование было обусловлено главным образом процессами метасоматического замещения брекчий с последующей перекристаллизацией замещенной периферии обломков в результате относительного понижения концентрации рудообразующих растворов и протекало без участия коллоидов. Этот процесс привел к образованию вокруг реликтов метасоматически замещенных обломков пород крупнокристаллических каемок перекристаллизации, аналогичных корам растворения боковых пород, описанным Д. С. Коржинским (1953).

5. На основании изучения минералов в шлифах с учетом признаков метакристаллов делаются выводы о различной растворимости и миграционной способности основных рудных минералов при воздействии более поздних порций растворов.

УДК [553.497+553.499] (235.216-15) (042.2)

В. В. Малыгин

(Институт геологии АН Киргизской ССР)

К ВОПРОСУ О ГЕНЕЗИСЕ СУРЬМЯНО-РТУТНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В КАССАНСКОМ РАЙОНЕ СЕВЕРНОЙ ФЕРГАНЫ

1. Кассанский район является одной из интереснейших в практическом отношении территорий Северной Ферганы. Благодаря своей промышленной перспективности, относительно хорошей изученности и большой сложности геологического строения он представляет собой весьма благоприятный объект для разработки проблем теории рудообразования и особенно тех из них, которые затрагивают вопросы связи оруденения с магматическими процессами.

2. Разрешением вопросов связи оруденения с магматизмом здесь в разное время занимались многие исследователи: Д. И. Горжевский, И. И. Бочкарев, М. Д. Гесь, А. И. Денисов, Е. Д. Карпова, К. Т. Мустафин, Р. А. Мусин, А. Б. Натальин, В. Т. Сургай, Л. И. Турбин и др.

Почти все перечисленные исследователи среди общих вопросов металлогении затрагивали проблему связи наиболее важного для этого района золотого и сурьмяно-ртутного оруденения с его магматическими образованиями. В то же время, решая эту проблему, авторы связывали возникновение наиболее крупных сурьмяных месторождений Кассанского района со становлением так называемого Нижнетерекского массива сиенитов. При этом они твердо придерживались такого мнения, что как оруденение, так и массив имеют очень молодой пермский или даже триасовый возраст, приводя в доказательство этой связи то, что в некоторых частях этого массива анализы показывают повышение содержания сурьмы.

3. Автору в 1964—1967 гг. вновь пришлось обратиться к этому вопросу при выполнении в институте одного из разделов темы: «О закономерностях развития магматизма в Киргизской части Юго-Западных отрогов Северного Тянь-Шаня».

Анализируя большой накопленный фактический материал по этому вопросу, мы пришли к выводу, что пермо-триасовый возраст так называемого Нижнетерекского массива установлен недостаточно надежно. Имеется ряд фактов, серьезно противоречащих «общепринятому мнению» о пермском или даже триасовом возрасте Нижнетерекского массива и о связи с ним сурьмяной минерализации.

4. Перечисленные выше факты заставили нас отказаться от мнения о наличии установленной связи сурьмяного оруденения с Нижнетерекским сиенитовым массивом.

5. Исследовав пермскую вулканическую деятельность Большого и Малого Кассанского грабенов, мы пришли к выводу, что по своим масштабам и составу она может иметь важное металлогеническое значение и заслуживать значительно большего внимания.

6. При изучении зон гидротермального метаморфизма в андезито-дацитовых порфиритах пермского возраста в пределах Большого Кассанского грабена мы обратили внимание на то, что характер гидротермальных изменений в этих зонах можно отнести к типу высокоглиноземистых вторичных кварцитов. Эти зоны по своему характеру и составу очень похожи на зоны гидротермального изменения пород современных вулканических областей (Камчатка, Курильские острова и др.) и, самое главное, минералогия этих зон очень похожа, иногда даже аналогична таковой сурьмяных месторождений Кассанского района. Если к этому прибавить еще и то, что отдельные изученные нами зоны смыкаются своими флангами с некоторыми из известных сурьмяных месторождений, то эти зоны, по нашему мнению, можно рассматривать как зоны околорудного

гидротермального изменения пород данных месторождений.

7. Таким образом, мы позволяем себе полагать, что сурьмяная минерализация Кассанского района связана с бурными процессами имевшей здесь место мощной пермской вулканической деятельности.

УДК [553.497+553.499](235.216-14) (042.2)

В. С. Курдин
(Институт геологии АН Киргизской ССР)

К СВЯЗЯМ МЕЖДУ МАСШТАБОМ ОРУДЕНЕНИЯ, МОРФОГЕНЕТИЧЕСКИМИ ТИПАМИ РУДНЫХ ТЕЛ И СТАДИЯМИ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ЮЖНО-ФЕРГАНСКОГО СУРЬМЯНО-РТУТНОГО РУДНОГО КОМПЛЕКСА

1. В пределах Южно-Ферганского сурьмяно-ртутного рудного пояса наблюдается однотипность эволюции гидротермального процесса на всей площади распространения сурьмяно-ртутного рудного комплекса.

2. Набор стадий минерализации и их жильные компоненты определяются эволюцией гидротермального процесса в сочетании с тектоническим режимом в период рудообразования и не зависят от состава вмещающих пород.

3. На рудных проявлениях рассматриваемого рудного пояса процесс рудообразования происходил, как правило, в ч е т ы р е стадии.

Первая стадия представлена крупными залежами метасоматического кварца — джаспероидами, с незначительными концентрациями флюорита, киновари и антимонита.

Вторая стадия (рудная, сульфидно-кварцевая), несущая основные промышленные концентрации киновари и антимонита, характеризуется жильными минералами — кварцем и флюоритом.

В третьей стадии (рудной, сульфидно-карбонатной) основным жильным минералом является кальцит, иногда с выделениями неправильной формы и идиоморфными кристаллами различных размеров кварца, в меньших количествах отмечается флюорит. Рудные минералы — киноварь и антимонит.

Четвертая стадия (мышьяково-карбонатная) несет только мышьяковую минерализацию в виде вкрапленности и гнездовых скоплений реальгара и аурипигмента в кальцитовых прожилках.

4. Количество (набор) и интенсивность проявления стадий

на рудных полях определяются тектоническим режимом в истории развития структур, составляющих рассматриваемый пояс.

5. По набору проявленных стадий минерализации выделяется *пять групп* рудных проявлений.

Первая группа характеризуется проявлением всех трех рудных стадий минерализации.

Вторая группа включает рудопроявления, образованные первой и второй стадиями минерализации.

Третья группа объединяет рудопроявления с проявлением первой и третьей стадий.

Четвертая группа характеризуется проявлением только третьей стадии.

Пятая группа включает рудопроявления, образованные лишь первой стадией.

6. Масштаб оруденения находится в прямой зависимости от количества и интенсивности проявленных стадий минерализации. В последовательном ряду перечисленных групп (от пятой до первой) среди рудных проявлений происходит увеличение удельного веса мелких и средних месторождений до появления в первой группе крупных.

7. Отмечается закономерная связь между характером минерализации и морфогенетическими типами рудных тел. Каждая группа рудных проявлений характеризуется преобладанием определенного морфогенетического типа рудных тел. В ряду групп от четвертой до первой среди рудных проявлений происходит последовательное уменьшение удельного веса проявлений с гнездовым и прожилково-вкрапленным оруденением и нарастание удельного веса проявлений с рудными телами пластового межформационного типа.

8. Минералого-геохимические критерии являются неотъемлемой составной частью комплекса критериев прогнозирования сурьмяно-ртутной рудоносности и должны использоваться для повышения эффективности поисковых и геолого-разведочных работ на всех этапах их проведения.

УДК 553.499:[552.5+552.323](235.216-13) (042.2)

К. К. Курманалиев, Л. Д. Медведев, В. Т. Сургай,
И. Д. Турдукеев, С. К. Шатемиров
(Институт геологии АН Киргизской ССР)

РТУТЬ В ОСАДОЧНЫХ И ЭФФУЗИВНО-ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЯХ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Почти все известные ртутные проявления Южного Тянь-Шаня размещаются в осадочных и эффузивно-осадочных формациях палеозоя. Имеются месторождения ртути и в мезозойских отложениях. Источник рудного вещества до сих пор неясен. Одни исследователи считают оруденение следствием эндогенных процессов, другие — связывают его с осадконакоплением и последующими преобразованиями в диагенезе, эпигенезе, метаморфизме и магматизме. Для выяснения природы ртутного оруденения был проанализирован большой фактический материал по ртутеносности осадочных и эффузивно-осадочных допалеозойских, палеозойских, мезозойских отложений Таласо-Каратауской, Алай-Кок-Шаальской, и частично Чаткало-Нарынской структурно-фациальных зон Тянь-Шаня.

1. В допалеозойских и нижнепалеозойских образованиях намечается определенная закономерная связь распределения ртути с петрофациальными особенностями пород. Наибольшим содержанием ртути в Таласском хребте характеризуются темноокрашенные карбонатные породы бешташской ($1{,}7 \cdot 10^{-4}$%), кызыл-бельской ($6{,}9 \cdot 10^{-5}$%) и чаткарагайской ($5{,}2 \cdot 10^{-5}$%) свит соответственно кембро-ордовикского, нижневендского и верхнерифейского возрастов. Терригенные (песчаники, сланцы) и эффузивные (туффиты, туфы) докембрийские образования содержат более низкие (от $5 \cdot 10^{-6}$ до $4{,}7 \cdot 10^{-5}$%) количества ртути. Такая особенность распределения ртути объясняется специфическими условиями формирования карбонатных осадков в седиментогенезе—диагенезе. Повышенные содержания ртути отмечены в углисто-глинисто-кремнистых сланцах ($n \cdot 10^{-4}$%) нижнего палеозоя хр. Джетым-Тоо (Чаткало-Нарынская зона). Отмечающиеся здесь факты (Адышев, Шабалин и др., 1967) концентраций ртути в диагенетических конкрециях и эпигенетических жильных новообразованиях вплоть до появления шватцитовой и убогой киноварной минерализации свидетельствуют о подвижности ртути в процессах диагенеза—эпигенеза. Устанавливается четкая прямая связь повышения содержаний ртути с увеличением коли-

чества рассеянного органического вещества, обусловливающего темный цвет породы. Резко повышенные содержания ртути в битуминозных фациях кембрия характерны для района урочища Мадыген (Южная Фергана). Здесь на относительно низком фоне терригенно-карбонатных пород отчетливо выделяются повышенными содержаниями ртути темные углисто-глинистые сланцы ($n \cdot 10^{-3}$—$n \cdot 10^{-1}$%) и битуминозные карбонатные породы ($6 \cdot 10^{-3}$%). Причем, как и в хр. Джетым-Тоо, темноокрашенные разновидности пород обычно содержат значительно большее количество ртути по сравнению со светлоокрашенными. В кембрийских отложениях урочища Мадыген известно одно рудопроявление ртути, представленное эпигенетической киноварной минерализацией в битуминозных доломитистых известняках. В хребте Молдо-Тоо (Чаткало-Нарынская зона) темные сланцы кембро-ордовика также содержат ($4 \cdot 10^{-4}$%) по сравнению с одновозрастными песчаниками ($5{,}6 \cdot 10^{-5}$%) повышенные содержания ртути (Асаналиев, Хусаинов, 1966). В Кок-Бельской железисто-марганцовистой толще нижнего ордовика хр. Джетым-Тоо закономерное распределение ртути и других металлогенных элементов обусловлено характером ритмичности и петрофациальными особенностями пород, составляющих седиментационные ритмы. Наибольшие содержания ртути ($2 \cdot 10^{-3}$ до $n \cdot 10^{-2}$%) тяготеют к кремнистым марганценосным породам третьего элемента ритма. Песчаники первого ЭР ($5 \cdot 10^{-5}$%), сланцы второго и четвертого ЭР ($3 \cdot 10^{-4}$%) характеризуются более низкими содержаниями ртути.

2. Четкая зависимость концентраций ртути от особенностей осадконакопления и последующего хода литогенеза устанавливается для наиболее детально изученной карбонатной и терригенно-карбонатной формации среднепалеозойского возраста (D_2—C_2) Южно-Ферганского сурьмяно-ртутного пояса (Карадаванское и Кштут-Адыракоу-Алмасайское, Карасуйское, Алашское и другие рудные поля). В указанных рудных полях широко развиты многочисленные рудопроявления и месторождения ртути, относимые многими исследователями к типу гидротермальных. Однако в пользу первично осадочного накопления ртути в рассматриваемой среднепалеозойской формации свидетельствуют следующие факты:

а) Избирательная приуроченность ртутной минерализации к карбонатным породам—седиментационным доломитам и доломитистым известнякам (D_2—D_3), в частности алайского типа разрезов со средним содержанием ртути $7 \cdot 10^{-4}$%. Терригенные и карбонатные (в основном известняки) породы C_1—C_2

этого типа разрезов, а также осадочные и осадочно-вулканогенные отложения других типов разрезов характеризуются сравнительно пониженными содержаниями ртути (от $n \cdot 10^{-6}$ до $3 \cdot 10^{-4}$%). Исключение составляют осадочно-вулканогенные образования яшской свиты (D_1), относящиеся к Южно-Ферганскому типу разрезов с резко повышенными содержаниями ртути в силицитах (кремни, яшмы, кремнистые сланцы; $1{,}9 \cdot 10^{-3}$%) вплоть до появления рассеянной сульфидной минерализации (пирит, марказит, реже киноварь), а также субмаринные эффузивы ($5 \cdot 10^{-4}$%). Это свидетельствует о возможном накоплении ртути в процессах эффузивно-осадочного литогенеза.

б) Стратиграфо-литологический контроль ртутного оруденения, выразившийся в региональной приуроченности всех известных коренных проявлений киновари и резко повышенных содержаний ртути ($n \cdot 10^{-4}$—$n \cdot 10^{-3}$) к отдельным горизонтам седиментационных доломитов, реже доломитистых известняков верхнедевонского (фамен-франского, иногда живетского) возраста. При этом в отдельных горизонтах высокие содержания ртути часто не обособлены в собственные минералы, что позволяет отнести эти горизонты к потенциально-рудоносным. Рудоносные и потенциально-рудоносные горизонты, как правило, отличаются темным цветом, искристостью, повышенным содержанием органического вещества (битуминозностью) и сероводорода, незначительным присутствием терригенных примесей (не более 3—5%) слагающих их карбонатных пород. Оруденелые и безрудные породы почти не отличаются по физико-механическим и химическим свойствам (пористость, проницаемость, реакционность и т. д.). Поэтому стратиграфо-литологический контроль оруденения не является случайным и следствием особых свойств пород, он обусловлен палефациальными условиями их формирования.

в) Фациально-палеогеографический контроль оруденения устанавливается приуроченностью рудоносных и потенциально-рудоносных горизонтов к срединным частям регрессивных серий осадков, слагающих вторые элементы франских и фаменских трансгрессивно-регрессивных ритмов осадконакопления. Литолого-геохимический облик рудоносных фаций свидетельствует о формировании осадков в резко восстановительных условиях и климате, близком к аридному. В карбонатных породах основания рудоносных фаций иногда фиксируется обломочная (аллотигенная) киноварь, сопровождающаяся другими обломочными минералами, среди которых доминирует кварц. В породах продуктивных горизонтов обломочная киноварь отсутствует, кварц редок, что свидетельствует о преиму-

щественной миграции ртути в виде растворов и накоплений ее в хемогенном (и органогенно-хемогенном) процессе седиментации.

г) Ритмическое строение рудоносной карбонатной формации, являющейся следствием палеоструктурно-фациальных условий ее формирования и обусловившей многоярусность ртутного оруденения.

д) Геохимическая специализация или индивидуальность геохимического становления рудоносных горизонтов, выразившаяся определенным набором химических элементов в них. Типоморфными элементами здесь являются Mg, Ca, S, C, Hg, Se. В повышенных количествах отмечаются Sr, Ba, F, Mn, Pb, реже Sb, Cu, Zn.

Из других особенностей первичноосадочной природы ртутной минерализации следует отметить: независимость распределения киноварного оруденения от складчатых и разрывных структур; отсутствие пространственной и парагенетической связи с интрузивными породами, отличающимися, кроме того, низкими содержаниями ртути ($1 \cdot 10^{-5}$—$1 \cdot 10^{-4}$), тождественный состав руд, эпигенетических образований и вмещающих пород; селеноносность ртутных руд и вмещающих пород при полном отсутствии теллура в киновари; наличие ртутных руд в вадозно-инфильтрационных карстах выполнения, карбонатных пород и другие признаки.

По минеральному составу ртутное оруденение внутри карбонатной формации относится к карбонатно-киноварному типу (характерный минеральный парагенез — киноварь, кальцит, доломит). Практически все рудопроявления характеризуются монометальными (ртутными) рудами с относительно бедным содержанием полезного компонента. Рудопроявления представлены отдельными широтно-вытянутыми узкими пластообразными залежами с вкрапленно-гнездово-прожилковым типом оруденения, не выходящим за пределы рудовмещающих пород.

3. Среди осадочных отложений мезозоя Южной Ферганы наибольшими содержаниями ртути характеризуются углисто-глинистые сланцы и битуминозные мергели ($1 \cdot 10^{-5}$ до $2 \cdot 10^{-3}$%). В других породах фоновые содержания этого металла относительно низкие: конгломераты — $1{,}1 \cdot 10^{-5}$%, песчаники—$5 \cdot 10^{-6}$, известняки—$1{,}2 \cdot 10^{-5}$%, глины — $1 \cdot 10^{-5}$%. В районе буроугольного месторождения Кок-Янгак угли, черные пиритизированные роговики, темно-серые глинистые сланцы содержат ртути в количествах до $3 \cdot 10^{-3}$%. Промышленные концентрации ртути установлены в базальных гравелитах нижней юры (месторождение Зархок в Гиссарском хребте),

трансгрессивно залегающих на потенциально-рудоносных карбонатных породах D_{1-2} с содержанием ртути $n \cdot 10^{-2}\%$.

4. Ртуть испытывает наибольшую тенденцию к накоплению в битуминозных магнезиально-карбонатных осадках зон аридного литогенеза, в осадках зон гумидного литогенеза концентрации ртути характерны для отложений высокосорбционных и высокодисперсных систем (углисто-глинистые и кремнистые породы).

5. Важнейшее промышленное значение на современной стадии изученности имеет магматогенно-гидротермальное сурьмяно-ртутное и вадозно-инфильтрационное ртутное оруденение. На повестку дня ставится вопрос о комплексной разработке ртутных руд осадочного генезиса в битуминозных селеноносных доломитах.

УДК 553.499:552.54:551.734(235.216-14)(042.2)

И. Д. Турдукеев

(Институт геологии АН Киргизской ССР)

РТУТНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ ДЕВОНА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ВЫСОКИХ ПРЕДГОРИЙ ТУРКЕСТАНО-АЛАЯ

На примере ртутьсодержащих карбонатных пород D_2—D_3 хребтов Карадаван и Терскей (соответственно одноименные антиклиналь и синклиналь) рассматривается связь ртутного рудообразования с осадконакоплением и последующим ходом литогенеза — эпигенеза рудовмещающих пород.

Все известные коренные проявления киновари (4 месторождения и 18 рудопроявлений ртути) размещаются здесь в карбонатных породах алайского типа разрезов (Поршняков, 1960, 1964; Синицын, 1960; данные поисково-съемочных работ, проведенных Гончаровым и др., 1962; Замалетдиновым и др., 1962 и др.). Указанный тип разреза гетерогенного облика сложен переслаивающимися седиментационными доломитами и известняками D_2—C_2, иногда с незначительным присутствием терригенных отложений. Рудовмещающие породы, фактически рудоносные горизонты, представлены в основном доломитами, реже доломитистыми известняками живет-франского, франского и фаменского возрастов.

В классификации ртутных месторождений оруденение рассматриваемой территории относится к трещинному типу монометальных ртутных месторождений в карбонатных породах

(Королев, 1947), или к трещинным гидротермальным согласным месторождениям внутриформационного расслоения в слоистых доломитах (по В. П. Федорчуку, 1964). Согласно В. Т. Сургаю (1956—1967), среди ртутных месторождений выделяются три генетических типа: осадочно-диагенетический, гидротермальный (магматогенно- метаморфогенно- и парагидротермальный подтипы) и вадозно-инфильтрационный. Ртутная минерализация большинством исследователей относится к магматогенно-гидротермальным (эпитермальным) или к так называемым телетермальным рудным образованиям. Однако многие особенности рассматриваемой минерализации, основные из которых перечисляются ниже, свидетельствуют о ее первично-осадочной природе.

1. *Избирательная и региональная приуроченность ртутной минерализации к определенному типу разрезов*—к терригенно-карбонатной формации D_2—C_2 алайского типа разрезов, отличающейся относительно повышенным геохимическим и металлогеническим фоном ($2{,}5 \cdot 10^{-4}$% Hg). В пределах указанной формации повышенные содержания ртути ($7 \cdot 10^{-4}$%) характерны для карбонатных пород D_2—D_3 зон *аридного литогенеза* (по Н. М. Страхову, 1960, 1962), среди которых выделяются отдельные доломитовые горизонты, как правило, несущие высокие концентрации ртути (до $n \cdot 10^{-3}$) и большинство которых являются рудоносными. Осадки зон гумидного литогенеза терригенно-карбонатной формации D_2—C_2 (в основном известняки нормальной солености морского палеобассейна), а также осадочные и эффузивно-осадочные отложения других возрастов и типов разрезов имеют сравнительно пониженный фон ртути (от $n \cdot 10^{-6}$ до $n \cdot 10^{-4}$%) и не несут оруденения. Отмечающиеся повышенные содержания ртути ($n \cdot 10^{-4}$—$n \cdot 10^{-3}$%) в отложениях, сформированных в процессах гумидного и эффузивно-осадочного литогенеза (Страхов, 1960, 1962, 1965), обычно приурочены к осадкам высокосорбционных и высокодисперсных систем (прослои, линзы и желваки кремней, бокситы и бокситоподобные породы, аллиты, феррилиты в известняках карбона, алевролиты и сланцы S—D_1) или обязаны субмаринному вулканизму (основные эффузивы и силициты S—D_1). В силицитах S—D_1 (кремни, яшмы, кремнистые сланцы), характеризующихся относительно высоким содержанием ртути ($1{,}95 \cdot 10^{-3}$%), в ряде случаев отмечаются рассеянные дисульфиды железа, иногда киноварь. Повышенные содержания ртути в эффузивно-осадочных образованиях S—D_1 имеют важное значение в том отношении, что они в момент формирования продуктивной толщи D_2—D_3 служили областями сноса.

2. *Стратиграфо-литологический контроль оруденения,* про-

явленный в строгой и региональной приуроченности его, а также повышенных содержаний ртути в разрезе продуктивной толщи к определенным стратиграфическим горизонтам или пластам, сложенным седиментационными доломитами, реже доломитистыми известняками. В пределах рудоносных горизонтов отдельные рудные тела (минерализованные зоны) карбонатно-киноварного состава имеют пластовый и пластообразный характер с вкрапленно-гнездово-прожилковым типом оруденения. Характерный минеральный парагенез: доломит, кальцит, киноварь. Отметим, что в рудоносных горизонтах повышенные содержания ртути ($n \cdot 10^{-3}$—$n \cdot 10^{-2}$%) часто не обособлены в собственные минералы. Предпочтительная приуроченность оруденения и повышенных содержаний ртути к определенным стратиграфическим и литологическим горизонтам карбонатных пород не является случайной и следствием особых свойств (пористость, проницаемость, реакционность и т. д.), она обусловлена в первую очередь палеофациальными условиями их формирования.

3. *Фациально-палеогеографический и геохимический контроль оруденения.* Устанавливается, что ртутная минерализация и повышенные содержания ртути тяготеют к определенным элементам франских и фаменских ритмов осадконакопления. По облику и вещественному составу (темный цвет, битуминозность, зараженность H_2S и С орг., наличие рассеянных дисульфидов железа, сульфидов ртути, сидерита и флюорита аутигенного происхождения, кристалликов ангидрита, гипса, каменной соли, незначительное присутствие терригенных примесей) рудоносные фации, представленные доломитовыми осадками зон *аридного литогенеза,* в отличие от безрудных (известняки, иногда терригенные отложения) отвечают восстановительным сероводородным геохимическим фациям (по Л. В. Пустовалову, 1940 и др.).

По фациальной принадлежности и условиям образования породы, вмещающие оруденение, а также повышенные содержания ртути (рудоносные и потенциально-рудоносные горизонты), являются мелководными осадками застойно-восстановительных зон прибрежно-морского или волноприбойного и мелкозаливного поясов (по В. И. Попову и др., 1963). В хр. Терской наблюдаются факты переслаивания отдельных рудовмещающих горизонтов с терригенно-карбонатными пестроцветными отложениями. Последние обычно засолонены и загипсованы, имеют лиловую и фиолетовую окраски, вероятно, за счет повышенных содержаний фтора и рассеянного флюорита. В хр. Карадаван указанным пестроцветным отложениям отвечают «замусоренные» карбонатные породы, чаще всего

мергелистые и «запесоченные» доломиты. В последних иногда фиксируется *обломочная (аллотигенная)* киноварь, сопровождающаяся другими обломочными минералами (кварц, магнетит, циркон, сфен и др.), среди которых доминирует кварц. Парагенетическая связь осадочных руд цветных металлов в карбонатных породах с пестроцветными и аридагенными отложениями подчеркивается в работах ряда исследователей (В. М. Попов, 1964 и др.).

В палеогеографическом отношении рассматриваемая территория в позднем девоне занимала центральную часть Алай-Кокшаальского (одноименная структурно-фациальная зона, по Д. П. Резвому, 1959) палеобассейна. Питание последнего седиментационным материалом осуществлялось главным образом с юга (Южно-Гиссарское поднятие, Тарим, Сулу-Терек), а также с разрушавшихся внутренних островных поднятий (эффузивно-осадочные образования $S—D_1$) и размывавшихся «антиклинальных отмелей» (Резвой, 1959; Синицын, 1960; Сургай, 1966). В рудо- и породонакоплении важнейшую роль играли хемогенно-биогенные и сорбционные процессы или восстановительный, абсорбционный, испарительный и биогенный «геохимические барьеры» (по А. И. Перельману, 1961, 1966, 1967).

4. *Ритмичность и многоярусность оруденения* также является важнейшей особенностью строения продуктивной толщи. Периодическая повторяемость (цикличность) благоприятных условий для рудо- и породообразования в ходе ритмичного формирования рудоносных (потенциально-рудоносных) горизонтов обусловила многоярусность ртутного оруденения, указывающую на возможность выявления новых рудных участков в рассматриваемой терригенно-карбонатной формации и позволяющую отнести последнюю к потенциально-рудоносной (по В. Т. Сургаю, 1962—1966).

5. *Геохимическая специализация* или индивидуальность геохимического становления рудоносных и потенциально-рудоносных горизонтов (типоморфные элементы — Mg, Ca, S, C, Hg, Se; в сверхкларковых содержаниях присутствуют Sr, F, Fe, Mn, Pb, реже Ba, Sb, Cu, Zn). Намечается горизонтальная и вертикальная фациальная зональность в распределении химических элементов рудоносной формации.

6. Отсутствие закономерной связи в распределении рудных тел с разрывными и складчатыми структурами, метасоматических процессов, а также пространственной и парагенетической связи оруденения с интрузивными породами, имеющими обычно кларковые содержания ртути ($<1 \cdot 10^{-5}$, изредка до

$1 \cdot 10^{-4}$%); тождественный состав ртутных руд, эпигенетических минеральных новообразований и вмещающих пород.

7. Нетипичный для эндогенных ореолов рассеяния характер распределения ртути в участках развития разрывных нарушений, жильных образований, даек, а также вмещающих пород. В последних распределение ртути характерно для первично-конституциональных (Сафронов, 1957, 1967) ореолов рассеяния или конседиментационных ореолов накопления (по В. Т. Сургаю, 1966).

8. Наличие седиментационно-диагенетических, в том числе биоморфных, диагенетически-эпигенетических текстур руд и рудоносных пород, свидетельствующих о геохимической подвижности ртути в процессах диагенеза-эпигенеза.

Стадийный анализ позволил выявить, что эпигенетическая ртутная минерализация возникла за счет седиментационно-диагенетических рудных концентраций. В ходе прогрессивного эпигенеза, идущего, по Л. Б. Рухину (1961), в сторону метагенеза и метаморфизма, формировался гнездово-прожилковый тип оруденения, а регрессивный эпигенез (Рухин, 1961) способствовал возникновению экзогенных гидатагенных или гидрогенных, по А. Е. Ферсману (1934) и др., рудных концентраций. Последние, представленные в основном порошковой киноварью в трещинно-карстовых зонах рудоносных и потенциально-рудоносных горизонтов, соответствуют вадозно-инфильтрационному типу ртутного оруденения. Каждому указанному эпигенетическому процессу, протекавшему *изохимически,* присущи, свои специфические минеральные новообразования.

Таким образом, ртутная минерализация создавалась на протяжении всей эволюции рудовмещающих пород, т. е. рудообразование протекало многостадийно. Ртутное оруденение является преимущественно продуктом (функцией) верхнедевонского цикла осадконакопления и тесно связано с последующим ходом процессов литогенеза и эпигенеза. Последний значительно затушевал первичный облик оруденения, придав ему *конвергентный* характер. Поэтому дальнейшее изучение и освоение ртутной рудоносности рассматриваемой территории должно идти, по нашему мнению (Сургай, Турдукеев), с позиций теории экзогенного рудообразования.

УДК [553.499+553.44]:550.40(235.216-13)(042.2)

К. К. Курманалиев
(Институт геологии АН Киргизской ССР)

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ГЕНЕТИЧЕСКОЙ СВЯЗИ РТУТНОГО И ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО ОРУДЕНЕНИЯ ЮЖНОЙ ФЕРГАНЫ

Одной из актуальных задач металлогенических исследований на современном этапе является задача изучения новых форм связей одних минеральных комплексов с другими. В настоящее время для решения этой задачи широко применяются различные геохимические методы.

В Туркестано-Алайском хребте впервые Д. И. Щербаковым (1935) выделены три пояса оруденения: редкометальное, ртутно-сурьмяное и полиметаллическое. Генетическая связь оруденения этих поясов отмечается в работах многих исследователей.

Минералого-геохимическое сходство между сурьмяно-ртутным и полиметаллическим оруденением Южной Ферганы рассматривалось в основном в работе Н. А. Озеровой (1962). Наличие геохимической связи ртутного и полиметаллического оруденения Южной Ферганы устанавливается нами на основе изучения вещественного состава Турабулакского, Канигутского и Безымянного месторождений. Главными рудными минералами этих месторождений являются галенит, сфалерит, пирит, марказит и халькопирит.

Ртуть присутствует почти во всех указанных выше минералах, но не во всех стадиях их выделения. Например, на месторождении Канигут галенит выделяется в три стадии минерализации. В галените I стадии ртуть не обнаружена. В галените II стадии ее содержание колеблется от 0,0003 до 0,002%, а в галените III стадии — 0,007%. В сфалерите I стадии ртуть присутствует в количестве 0,0002%, а во II стадии — 0,05%.

Таким образом, ртуть является характерным элементом-примесью в минералах полиметаллических месторождений Южной Ферганы. Особенно характерны повышенные содержания ее для последней стадии минерализации.

Большой интерес может представлять сравнение элементов-примесей галенитов из полиметаллических и сурьмяно-ртутных месторождений. Сравнение галенита из Турабулакского месторождения с галенитом, ассоциирующим с сурьмяными минералами рудопроявления в Киргизатинской площади, показывает почти полную аналогию в составе элементов-

примесей. Это, с нашей точки зрения, доказывает, что галениты и сурьмяные минералы образовались в один и тот же этап. Эти данные, по нашему мнению, еще раз подтверждают идею А. А. Саукова о том, что ртутные и сурьмяные месторождения, являясь в генетическом отношении едиными с полиметаллическими месторождениями, представляют лишь одну из последующих по времени фаз единого рудного процесса, в ходе которого рудообразующие растворы могут постепенно обогащаться ртутью. Установление повышенного содержания ртути, особенно в конечных стадиях минерализации полиметаллических месторождений, по нашему мнению, может значительно расширить поисковые критерии рудоносных территорий.

УДК [553.668/.669+553.499]:552.5:551.763.3(235.216-14) (042.2)

Н. С. Скиба
(Институт геологии АН Киргизской ССР)

МЕТАЛЛОГЕНИЯ СТРОНЦИЯ, БАРИЯ И РТУТИ В ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ФЕРГАНСКОЙ ДЕПРЕССИИ

Ферганская депрессия является уникальным объектом для изучения вопросов концентрации отдельных элементов в осадочных породах при определенных условиях.

1. На примере изучения геохимии стронция, бария и ртути в отложениях пестроцветной свиты верхнего мела было установлено, что интенсивность седиментационной минерализации этих элементов контролируется «солевым эффектом» (растворимость соединения в присутствии разноименных ионов).

2. Для каждого конкретного элемента максимальная его концентрация в осадочных породах определяется экстремальным значением солевого эффекта для этого элемента в данном водоеме.

3. В аридных водоемах сульфатного типа максимальные значения седиментационной концентрации стронция не превышают трех порядков по отношению к кларковому его значению, для ртути составляет два порядка, а для бария — один.

4. В аридном водоеме карбонатного типа эти значения для стронция и бария не превышают четырех порядков, а для ртути — трех.

5. В зоне смешивания речных и соленых вод лагуны в донных отложениях могут формироваться диагенетические тела стронция, бария и ртути с высокими содержаниями (на поря-

док выше) за счет мобилизации этих элементов из окружающей среды, накопление элементов в которой контролируется «солевым эффектом».

6. Размеры рудной минерализации стронция, бария и ртути в осадочных породах зависят от интенсивности поступления данных элементов в водоем.

УДК 550.8:[553.499+553.497](575.3)(042.2)

Х. М. Юсупов

(Институт геологии АН Таджикской ССР)

ПРОБЛЕМЫ ПОИСКОВ РТУТНО-СУРЬМЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ТАДЖИКИСТАНЕ

Большинство ртутно-сурьмяных месторождений Таджикистана расположено в пределах известного Зеравшано-Гиссарского ртутно-сурьмяного пояса (Центральный Таджикистан). В геологическом строении месторождений принимают участие в основном осадочные породы палеозойского возраста. В структурном отношении в пределах упомянутого выше пояса выделяется несколько крупных, расположенных в субширотном направлении складчатых сооружений — антиклинориев. К межантиклинарным зонам приурочены в основном все известные здесь ртутно-сурьмяные месторождения. Для Зеравшано-Гиссарской горной области особенно характерно преимущественное развитие дизъюнктивных дислокаций, проявленных в результате альпийской и современной тектоники. В большинстве случаев рудные тела месторождений представлены пластообразными одноярусными залежами, приуроченными к брекчии, залегающей на контакте известняков ($Д_2$) с терригенными отложениями ($Д_2$—$С_1$). Мощность рудных тел 1—4 *м* (для ртутных), 2—5 *м* (для сурьмяных) и простирание соответственно 12—15 *м* и 15—50 *м*. Брекчия, залегающая в зоне контакта, очевидно, не является единственной рудовмещающей породой месторождений. В последние годы в пределах рудного пояса открыты месторождения, приуроченные к покрывающим сланцам и подстилающим известнякам.

Принимая во внимание вышеизложенное и учитывая хорошую опоискованность перспективных площадей, дальнейшие поиски ртутно-сурьмяных месторождений в Центральном Таджикистане целесообразно развивать в двух направлениях. Это, во-первых, поиски не выходящих на поверхность месторожде-

ний и, во-вторых, поиски месторождений новых «не традиционных» генетических типов, приуроченных к сланцам или известнякам.

В результате послерудной тектоники в большинстве случаев существенно изменены как формы рудных тел, так и пространственные положения надрудных индикаторов, поэтому применение обычных геохимических и металлометрических методов поисков положительных результатов не дало.

В указанных выше условиях, а также при сильно расчлененной гидросети проведение здесь гидрогеохимического метода поисков является весьма благоприятным.

Среди площадей, не выходящих на поверхность с предполагаемым ртутно-сурьмяным оруденением, первоочередными для разведки должны являться фланговые участки ранее разведанных месторождений, разобщенных послерудной тектоникой.

Опыт геолого-структурных и геофизических работ, проведенных в Центральном Таджикистане с 1963 г. по настоящее время, показал высокую эффективность комплексирования геолого-структурных, геофизических и гидрогеохимических методов поисков. В подтверждение вышеизложенного следует привести факты открытия ртутного участка, приуроченного к известнякам не выходящего на поверхность месторождения сурьмы.

УДК 550.42:546.49 : 549.3(042.2)

К. К. Курманалиев
(Институт геологии АН Киргизской ССР)

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РТУТИ В СУЛЬФИДНЫХ МИНЕРАЛАХ

Изучение распространения ртути в сульфидных минералах играет большую роль в металлогении того или иного района.

Характерной особенностью геохимии ртути является очень малое количество первичных минералов, содержащих этот металл в своем составе. Основная масса ртути в земной коре, как известно, содержится в виде сульфидного минерала — киновари. Естественно, возникает вопрос, может ли присутствовать ртуть в значительных количествах в других сульфидных минералах.

Проведенные с этой целью исследования показали, что бо-

лее или менее повышенные концентрации ртути присутствуют в сульфидных минералах рудопроявлений Киргизата, которые находятся в Южно-Ферганской ртутно-сурьмяной полосе.

Для исследования отбирались мономинеральные пробы галенитов, сфалеритов, пиритов, а также халькопиритов.

Из проанализированных проб галенитов ртуть была обнаружена в подавляющем их большинстве. Для большей части исследованных галенитов содержание ртути составляло 0,005%. Следует отметить относительно повышенное содержание ртути в галенитах исследуемых рудопроявлений, в то время как ртуть в галенитах рудопроявлений юго-западных отрогов Гиссара, Карамазара (Алтынтопкан) и Зирабулакских гор (Уч-Кулач) содержится в пределах десятитысячных долей процента, что характерно для рудопроявлений, пространственно не связанных с ртутной минерализацией.

Как показали исследования Н. А. Озеровой, галениты полиметаллических месторождений Ферганского Кара-Тау и Лякана, у которых наблюдается генетическая связь с ртутно-сурьмяным рудным поясом, также содержат ртуть в относительно повышенных количествах (тысячные доли процента).

Сфалериты в исследуемом районе распространены меньше, чем галениты. Ртуть присутствует во всех пробах сфалеритов. Содержание ее (сотые доли процента) в изучаемых рудопроявлениях больше, чем в галенитах. Исследования показывают, что наличие ртути в сфалеритах является таким же закономерным явлением, как и присутствие других рассеянных элементов.

Ртуть была установлена во всех проанализированных нами пробах пиритов, распространенных в данном районе шире, чем другие сульфидные минералы. Ее содержание в пиритах в основном достигает десятитысячной доли процента. Следует лишь отметить несколько повышенную ее концентрацию в пиритах, ассоциирующих преимущественно со сфалеритом.

Анализ проб халькопиритов показал, что содержание ртути в них изменяется в основном от стотысячных до тысячных долей процента. Подавляющая часть проб халькопиритов содержит ртуть в количестве тысячных долей процента.

На основании изложенного фактического материала можно сделать некоторые выводы, которые могут иметь определенное значение для поисковых работ на юге Киргизии.

Факт наличия заметных количеств ртути в проанализированных галенитах, сфалеритах, пиритах и халькопиритах дает основание предполагать существование над сульфидными рудопроявлениями Киргизатинской группы ореолов рассеяния

ртути, выявление которых может способствовать открытию скрытых рудных тел.

Считаем целесообразным проводить детальные геохимические исследования с целью выявления закономерностей поведения ртути в сульфидных минералах полиметаллических месторождений юга Киргизии.

IX. МЕТАЛЛОГЕНИЯ СВИНЦА, ЦИНКА И МЕДИ

УДК 553.44 (235.216+47) (042.2)

Д. И. Горжевский, В. Н. Козеренко
(ЦНИГРИ)

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТИПОВ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ ПРОВИНЦИЙ ТЯНЬ-ШАНЯ И ДРУГИХ РЕГИОНОВ СССР

1. В работах, посвященных металлогенической характеристике крупных структурных элементов земной коры, подчеркивается, что для различных структурно-формационно-металлогенических зон типично развитие разных рудных формаций даже для руд одного и того же полезного ископаемого. В работе Д. И. Горжевского о принципах группировки полиметаллических месторождений выявлено, что различные геолого-промышленные типы свинцово-цинковых месторождений, различающиеся многими особенностями и в частности разными количественными соотношениями содержаний свинца и цинка, приурочены к различным типам структурно-формационно-металлогенических зон.

Указанные положения находят свое подтверждение при анализе свинцово-цинковых провинций как Тянь-Шаня, так и других регионов СССР.

2. Важнейшими свинцово-цинковыми рудными провинциями Тянь-Шаня являются Кураминская, Гиссарская и Северо-Тяньшаньская.

3. Кураминская провинция в геотектоническом отношении представляет собой палеозойскую геоантиклинальную структуру вулканогенно-карбонатного типа. В ее пределах распространены многочисленные свинцово-цинковые месторождения скарнового типа, а также имеющие меньшее значение жильные месторождения, залегающие в гранитоидах и кислых эффузивах. Характерной особенностью руд всех месторождений является примерно равное соотношение средних содержаний свинца и цинка при практическом отсутствии меди. Наиболее близким аналогом Кураминской провинции по геотектоническим особенностям и типам свинцово-цинковых месторождений является Восточно-Сихотэалиньская.

4. Новая и еще плохо изученная Западно-Гиссарская провинция также приурочена к геоантиклинальной структуре, однако в отличие от Кураминской зоны это уже скорее геоантиклиналь вулканогенного типа с подчиненной ролью карбонатных отложений. Соответственно этому и руды свинцово-цинковых месторождений этой провинции характеризуются нередко существенным преобладанием цинка над свинцом и иногда значительной ролью меди, и по ряду характерных особенностей напоминают полиметаллические месторождения Алтая.

5. Северо-Тяньшаньская провинция приурочена к Северо-Тяньшаньской геотектонической зоне, прослеживающейся от хр. Кара-Тау на западе до хр. Кетмень на востоке. Эта зона представляет собой каледонскую геосинклинальную структуру, испытавшую в силуре общую инверсию и представлявшую собой в средне- и верхнепалеозойское время ороген, в пределах которого отложения среднего палеозоя сформировали наложенные впадины со слабо дислоцированными отложениями.

Свинцово-цинковые месторождения Северо-Тяньшаньской провинции имеют главным образом верхнепалеозойский возраст и представлены рудами, в которых содержание свинца обычно значительно выше, чем содержание цинка, и часто в качестве жильных минералов существенную роль играют барит и флюорит. К этому типу свинцово-цинковых месторождений близки месторождения Сибирской платформы.

УДК 553.44(235.216) (042.2)

А. Д. Шмулевич, Р. В. Земан, Г. М. Шуплецов, Е. Г. Краснов

(САИГИМС, Управление геологии Таджикской ССР)

МЕТАЛЛОГЕНИЯ СВИНЦОВО-ЦИНКОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ ТЯНЬ-ШАНЯ

1. Средняя Азия обладает ярко выраженной полиметаллической специализацией: образно выражаясь, полиметаллы здесь вездесущи.

2. В итоге металлогенического анализа, выполненного на специализированой тектонической основе, в пределах Тянь-Шаня выделено три складчатых пояса: Северо-, Срединно- и Южно-Тянь-Шаньский. Резкие отличия геологического строения и истории формирования позволили обособить эти пояса в

самостоятельные металлогенические провинции[1]. Им присущи дифференцированное распространение определенных типов месторождений и рудных районов, а также многообразие и специализация металлогенических (рудообразующих) процессов и рудоконтролирующих факторов.

3. Металлогения палеозойского геосинклинального периода:

а) Северо-Тянь-Шаньская провинция. Здесь известны образования двух металлогенических эпох — каледонской и герцинской; преобладают месторождения последней, они группируются в несколько металлогенических зон и представлены в основном гидротермальными образованиями.

Закономерное размещение рудных районов провинции определяется, главным образом, интенсивностью проявления и сочетанием факторов герцинской тектоно-магматической активизации, к которым относятся эпикаледонские прогибы, площади сопряжения глубинных подвижных зон субширотного и субмеридионального направлений; участки проявления интенсивных верхнепалеозойских тектонических движений, малых интрузий и даек, площади сопряжения разломов с поперечными глубинными подвижными зонами, мобильные тектонические зоны на стыке эпикаледонских прогибов с срединными массивами и др.

б) Срединно-Тянь-Шаньская провинция характерна выдержанностью на большом расстоянии формационных типов разрезов, сформировавшихся в условиях средне-верхнепалеозойских субгеосинклинальных прогибов. В пределах провинции обособляется три металлогенические зоны с преимущественным развитием месторождений телетермального типа.

Факторы размещения: стратиграфо-литологический, палеогеографический, структурный.

в) Южно-Тянь-Шаньская провинция имеет своеобразную историю формирования. В нижнем и начале среднего палеозоя на фоне интенсивного прогибания ее центральной части периферические площади (Курама на севере и Гиссар на юге) были относительно стабильными территориями типа «срединных масс»; поздний палеозой для них был характерен широким развитием интрузивного и эффузивного магматизма.

Соответственно выделено три складчатые области, каждой из которых присущи своеобразные черты металлогении и закономерности размещения месторождений.

В Кураминской металлогенической зоне размещение руд-

[1] Краткая характеристика их приводится в тезисах доклада по комплексной металлогенической карте Средней Азии.

ных районов контролируют структуры грабенсинклиналей и мульд проседания. Первые вмещают скарново-рудные месторождения, вторые — в основном гидротермально-метасоматические и жильные образования.

Вкрапленное и прожилково-вкрапленное оруденение телетермального типа характерно для Кассан-Бозбутаусской металлогенической зоны.

В Алай-Кокшаальской области — Карачатырская и Писсталитаусская металлогенические зоны с преимущественным развитием телетермального типа оруденения. Его размещение обнаруживает черты сходства с рудными районами Срединного Тянь-Шаня.

Южно-Гиссарская складчатая область в раннем и среднем палеозое испытала геоантиклинальный режим, сменившийся в начале нижнего карбона субгеосинклинальным; в разрезах пород этого периода преобладают вулканогенные разности подводного излияния. Своеобразие обстановки обусловило специфические черты металлогении. Здесь развиты в основном месторождения колчеданного типа.

4. Металлогения мезо-кайнозойского платформенного периода характеризуется большим количеством месторождений, среди которых преобладают гидротермальный (жильный) и осадочный типы.

УДК 553.4(574-13)(042.2)

Ю. И. Казанин, А. К. Каюпов, В. П. Стеценко, А. Е. Шлыгин

(Институт геологических наук АН Казахской ССР)

МЕТАЛЛОГЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ ЮЖНОГО КАЗАХСТАНА

В Южном Казахстане известно много проявлений меди, золота, свинца, цинка и меньшее количество никеля и кобальта; некоторые из них имеют практическое значение. Собственно магматические концентрации отсутствуют; обильны пневмато-гидротермальные; среди гипергенных развиты россыпи золота, реже редких металлов, а также содержащая кобальт и никель кора выветривания.

Важные проявления меди относятся к скарново-халькопиритовой (Ирису, Таласский Ала-Тау), медно-порфировой или березит-халькопиритовой прожилково-вкрапленной (Коксай, Южная Джунгария) и кварц-карбонатно-халькопиритовой

жильной (Чатыр-Куль, Кендыктас) формациям. Известны медистые песчаники (обрамление Чу-Сарысуйской впадины) и самородная медь в эффузивах (Южная Джунгария и Кетмень). Свинцово-цинковое оруденение более разнообразно— скарново-галенитовая (Биже, Сары-Чильды, Южная Джунгария; Каскеленское, Заилийский Ала-Тау), тремолит-галенитовая пластовая (Суук-Тюбе, Коксу, Южная Джунгария), колчеданно-галенит-сфалеритовая (Текели, Южная Джунгария), кварц-карбонат-галенит-сфалеритовая жильная (Чинасылсай, Кастекский хребет), кварц-серицит-галенит-сфалеритовая прожилково-вкрапленная (Казкудук, Чу-Илийские горы), барит-галенит-халькопирит-галенитовая жильная метасоматическая (Туюк, Кетменский хребет), барит-доломит-сфалерит-галенитовая пластовая (Миргалимсай, хр. Кара-Тау) и жильная (Турланское, хр. Кара-Тау) формации. Самостоятельные золоторудные проявления относятся к кварцевой жильной и адуляр-кварцевой жильной формациям, а также представлены россыпями. Убогая кобальт-никелевая минерализация связана с зонами лиственитизации и корой выветривания гипербазитов.

Анализ закономерностей локализации месторождений меди, золота, свинца и цинка показывает, что их возраст и распределение в пространстве зависят от времени консолидации и стабильности отдельных металлогенических зон. Золотое и медное оруденение развивалось преимущественно в самом начале и в конце орогенного этапа. В зонах каледонской консолидации оно возникало в ордовике (жилы и зоны дробления в гранитоидах ордовика — Чатыр-Куль, Коксай) и в верхнем палеозое (медистые песчаники карбона и перми в устойчивых зонах, а в неустойчивых — пермские скарны в известняках карбона — Ирису, жилы в разновозрастных породах разного состава); в зонах герцинской консолидации медная минерализация формировалась только в верхнепалеозойское время (жилы и зоны дробления в осадочных породах — Акешке). Золотое оруденение также имеет преимущественно ордовикский (Джаркулак) или пермский (Архарлы) возраст. Свинцово-цинковые проявления приурочены главным образом к неустойчивым краевым зонам каледонского консолидированного массива и возникли преимущественно в средне- верхнекаменноугольное время (разнообразные рудные формации, в том числе месторождения Кара-Тау и Текелийского района), в меньшей мере в пермское время (скарны Джунгарии и жилы). Некоторые месторождения можно связывать с каледонской эпохой (скарны Каскеленского, Заилийского Ала-Тау), но для них не исключен и герцинский возраст. В зонах герцин-

ской консолидации свинцово-цинковое оруденение позднегерцинское (скарны в известняках карбона, Сары-Чильды).

УДК 553.44(235.216-17) (042.2)

С. Д. Туровский, Д. Н. Елютин

(Институт геологии АН Киргизской ССР, Управление геологии Киргизской ССР)

ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОЕ ОРУДЕНЕНИЕ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ И ЕГО КЛАССИФИКАЦИЯ

Одной из наиболее примечательных особенностей Киргизии является очень широкое развитие полиметаллических и свинцовых месторождений, рудопроявлений и еще не оцененных пунктов минерализации. Их общее количество в настоящее время насчитывает не одну тысячу. Можно уверенно говорить о свинцово-цинковой металлогенической специализации нашей республики.

Свинцово-цинковая специализация характерна для всех зон. Однако наиболее типична она для Северного Тянь-Шаня. Подавляющее большинство обнаруженных к настоящему времени месторождений и рудопроявлений размещено в этой зоне.

При несомненной близости металлогенической специализации между отдельными зонами существуют и различия. Особенно отличается в этом отношении Северный Тянь-Шань. Если в остальных зонах развит один верхнегерцинский (C_3—P) этап полиметаллического рудогенеза, то в Северном Тянь-Шане проявлено несколько палеозойских этапов полиметаллического минералообразования, относящихся как к герцинскому, так и к каледонскому тектоно-магматическим циклам. В настоящее время доказано различными методами существование в Северном Тянь-Шане верхнеордовик-нижнедевонского, условно верхнедевон-нижнекарбонового, средне-верхнекарбонового и пермского полиметаллического оруденения, комагматичного соответствующим интрузивным комплексам. В каждой из выделенных возрастных групп имеются месторождения, представляющие практический интерес. Однако наиболее продуктивным является верхнеордовик-нижнедевонский этап.

Месторождения одного возраста имеют большое сходство в своем вещественном составе, несмотря на то, что пространственно часто бывают значительно разобщены и размещены в существенно отличной геологической обстановке. Месторож-

дения различного возраста, близкие по физико-химическим условиям своего образования, расположенные по соседству в одних и тех же геологических условиях, сильно отличаются друг от друга своим вещественным составом.

Для силур-девонских полиметаллических месторождений очень характерно значительное развитие разнообразных карбонатов (сидерит, анкерит, доломит, манганосидерит, феррикальцит, кальцит). Повсеместно кадмийсодержащая цинковая обманка преобладает над галенитом. Очень широко распространены разнообразные сульфосоли меди, свинца, серебра, висмута, сурьмы, мышьяка, олова, пирротин, марказит, касситерит, висмутин и некоторые другие минералы. В химическом отношении типично присутствие значительных количеств железа, меди, марганца, мышьяка, висмута, серебра, сурьмы, олова, кадмия и некоторых других элементов; существенно преобладание цинка над свинцом.

В условно девонских полиметалических месторождениях также достаточно развиты карбонаты, но они здесь имеют более ограниченный видовой состав (в основном анкерит и кальцит). Значительно увеличивается роль барита. Из рудных минералов широко распространены блеклые руды. Цинковая обманка с повышенным содержанием индия и галенит присутствуют примерно в равных количествах.

Карбоновые полиметаллические месторождения отличаются очень значительным развитием барита, при резко подчиненном присутствии карбонатов, а часто даже и кварца; широко распространены гематит и халькопирит. Галенит явно преобладает над цинковой обманкой. В химическом отношении наблюдается резкое преобладание бария, стронция и свинца.

Все пермские месторождения характеризуются значительным развитием фиолетового флюорита. Своеобразной чертой большинства из них является постоянное присутствие минералов циркония и некоторых других редких элементов (циркон, циртолит, малакон и др.). Цинковая обманка и галенит присутствуют примерно в равных количествах. Широко и в изобилии представлены хлориты, магнетит, гематит, мартит, мушкетовит, а в некоторых месторождениях — калишпаты, касситерит, молибденит, рутил и ряд других минералов. В химическом отношении рудные образования рассматриваемого возраста постоянно содержат то или иное количество олова, молибдена, рубидия, циркония, гафния, индия, фосфора, фтора, хлора.

Полиметаллические месторождения и рудопроявления не рассеяны по всей территории Киргизии, а сконцентрированы в ряде территориально ограниченных участков. Последние от-

личаются интенсивной раздробленностью, большой насыщенностью разнообразными месторождениями и рудопроявлениями, наличием различных по возрасту и петрографическому составу изверженных пород. Особенно характерны для них близость к глубинным долгоживущим разломам и присутствие интрузивных тел, комагматичных самим рудопроявлениям. Среди изверженных пород всегда присутствуют продукты конечных интрузивных фаз, особенно малых интрузий (порфиритов, лампрофиров). Таким участкам мы даем название рудных узлов. Следовательно, рудный узел — это ограниченный по площади участок, на котором сконцентрировано значительное количество разнообразных месторождений и рудопроявлений, пространственное сонахождение которых обусловлено положением в зоне глубинного разлома, предопределившего область действия тех интрузивных комплексов, с которыми связаны рудообразующие процессы. В Северном Тянь-Шане мы выделяем более 20 рудных узлов.

Площади, разделяющие рудные узлы, менее дислоцированы, изверженных пород на них значительно меньше и представлены они, как правило, ранними фазами одного какого-нибудь интрузивного комплекса. Рудопроявления встречаются редко, обычно это «безрудные» кварцевые жилы неясного генезиса. Геологическое строение таких площадей значительно проще.

В большинстве узлов локализованы как разновозрастные интрузивные образования, так и разновозрастные рудопроявления и месторождения. Собственно говоря, рудных узлов только с одновозрастными магматогенными (в том числе и рудными) продуктами в Северном Тянь-Шане насчитывается немного. В остальных же совмещено оруденение разных этапов рудогенеза.

Почти во всех узлах встречаются рудопроявления самых различных генетических типов (пегматиты, скарны, грейзены, редкометальные жилы, альбититы и др.), а не одних только полиметаллов.

Контроль размещения рудных узлов для разных тектономагматических этапов различен. Верхнеордовик-нижнедевонские узлы контролируются крупнейшими линейно вытянутыми в субширотном направлении зонами региональных разломов. Возникают своеобразные пояса. В Северном Тянь-Шане можно выделить Таласский, Киргизский, Терскейский, Кунгейский, Заилийский пояса подобных рудных узлов. Размещение условно девонских и карбоновых узлов контролируется внутренними структурами эпикаледонских депрессий, пермских — выступами допалеозойского фундамента, подвергшимися акти-

визации в пермский тектогенез, и пограничными зонами между эпикаледонскими прогибами и окружающим каледонским фундаментом.

Масштабность месторождений зависит от длительности жизни и доступности рудолокализующих структур в период деятельности рудного процесса. Чем продолжительнее была активная жизнь минерализующейся ослабленной структуры в ходе рудообразования, чем дольше она была доступна для рудоносных растворов, тем больше отложилось в ней рудного материала, тем крупнее образуется месторождение. Если же активная жизнь этой структуры была кратковременной и доступность её для рудоносных растворов была непродолжительной, то рудного материала в ней отложилось мало и образующееся рудопроявление имеет незначительные размеры.

В Киргизии нет ни одного примера локализации крупных месторождений, отличающихся длительным многостадийным процессом формирования, сложным вещественным составом, в мелких, очень кратковременно живущих ослабленных участках. Все они размещаются в зонах, крупных, долгоживущих, неоднократно обновлявшихся в ходе рудного процесса тектонических нарушений. Все незначительные рудопроявления, отличающиеся простым вещественным составом и очень непродолжительной историей формирования, приурочены к мелким, одноактно возникающим и быстро прекращающим свое существование разрывным нарушениям.

Геологическая обстановка формирования месторождений и рудопроявлений достаточно разнообразна как по возрасту, литологическому составу и химизму вмещающих пород, так и по структурным условиям, характеру и природе рудолокализующих структур. Все это обусловило многообразие форм и размеров рудных тел, структурных и текстурных особенностей руд.

Несмотря на разнообразие геологических условий локализации месторождений и тех особенностей их, которые находятся в причинной зависимости от геологической обстановки формирования, все они без исключения имеют ряд общих черт в развитии процесса рудоотложения.

Большинство рудопроявлений, особенно наиболее крупные и сложные по своему вещественному составу и генезису месторождения, отличающиеся продолжительностью процесса минералообразования, формировались в условиях непрекращающихся внутрирудных тектонических подвижек. Последние в том или ином рудном узле нередко происходили с изменением общего плана деформаций. Благодаря этому послетектонические минеральные ассоциации выполняли ослабленные струк-

Таблица

Схема классификации полиметаллических месторождений и рудопроявлений Северного Тянь-Шаня

Возраст оруденения	Длительность жизни рудолокализующей структуры в период минералообразования / Тип рудолокализующей структуры / Минералого-геохимические формации	Долгоживущие (неоднократно приоткрывающиеся)		Маложивущие (одноактно приоткрывающиеся)	
		Межпластовые	Секущие и прочие	Межпластовые	Секущие и прочие
1	2	3	4	5	6
Верхнеордовик-нижнедевонский	Карбонат-редкометально-полиметаллическая	Сарымсак, Текели и др.	Курган, Чат-Карагай, Кен-Шаныкиидр.	Кызыл-Бель	Терек
	Карбонат-полиметаллическая	Уч-Имчек	Керегеташ, Терек-Сай, Талды-Булак, Кара-Кыштоо, Ак-Куль и др.	Басат, Келеб, Узунвалы, Куру-Бакаир I, II, Кок-Кия, Кара-Кыштоо IV, Карьер и др.	Бабахан, Кызыл-Таш, Кеп-Таш, Центральный Уч-Имчек, Чонот-Шаныk, Дарбаза-Кол, Утрь, Котур-Кентор, Карагат, Джол-Сай, Джангиз-Арча, Кара-Кунгей, Шток, Майбель, Ак-Таш, Ельчи, Кургак, Ортокан, Шильбели и др.

1	2	3	4	5	6
Условно верхнедевон-нижнекарбоновый	Карбонат-барит-полиметаллическая	Таш-Коро	Боорду, Чин-Асылсай, Нижний Тюп, Гранитная горка, Шыргый I и др.		Темир-Тор-Булак, Шыргый II, Джаркопуш, Терек-Булак, Кегеты, Шаркратма и др.
Средне-верхнекарбоновый	Барит-галенитовая	Чаар-Кудук, Икки-Чат	Арсы	Таш-Тюбе, Кар-Кара, Туз-Су, Уч-Кашка Южн., Джергалан Северный и др.	Белен-Теке, Ак-Таш-Коро, Ак-Куль, Бурхан, Кокомерен, Ашутер, Булгеке I, II, Джарташ и др.
Пермский	Флюорит-редкометалльно-полиметаллическая		Ак-Тюз, Кутес-Сай, Коль-Укок		Кутес-Сай Новый, Кара-Джилга и др.
	Флюорит-полиметаллическая		Кара-Батпак		Кырта-Булга, Джол-Сай, Кувакн, Чим-Таш и др.
		Крупные межпластовые зоны вкрапленно-прожилковых и гнездовых руд, крупные согласные линзообразные тела штуфных руд	Крупные неправильные жилы, гнезда, линзообразные и трубообразные тела штуфных, вкрапленно-прожилковых руд	Мелкие межпластовые линзы, залежи, гнезда штуфных руд, согласные зоны вкрапленно-прожилковых руд	Мелкие очень неправильные и невыдержанные гнезда, линзы, жилы и зоны вкрапленно-прожилковых и штуфных руд
		Месторождения отличаются сложным вещественным составом, многостадийным процессом формирования		Рудопроявления отличаются сравнительно простым вещественным составом и простым, одноактным или малостадийным процессом формирования	

туры несколько иной пространственной ориентировки, по сравнению с дотектоническими агрегатами, и могли образовывать самостоятельные рудопроявления.

Крупные тектонические подвижки очень часто являлись причиной некоторого обновления рудоносных растворов за счет поступления дополнительных их порций с более глубоких горизонтов, что приводило к неоднократному возобновлению кристаллизации одних и тех же минералов или минеральных агрегатов. Значительно реже такие подвижки приводят к поступлению из рудогенерирующего очага самостоятельных порций рудоносных растворов, каждая из которых дает начало самостоятельной минералого-геохимической формации. Время развития минералообразования одной такой порции растворов мы называем этапом минералообразования.

Процесс эволюции одной порции рудоносных растворов может быть разбит внутрирудными тектоническими подвижками на ряд различных по своей продолжительности стадий минералообразования. Продуктами этих стадий являются минералого-геохимические ассоциации.

Образование полиметаллических месторождений происходило в близповерхностных условиях. У всех широко развито явление телескопирования. В механизме формирования процессы метасоматоза нередко преобладали над процессами выполнения «открытых» полостей.

Для большинства полиметаллических месторождений вопрос их генезиса не вызывает сомнений. Это магматогенные продукты, образующиеся из водно-жидких, щелочных, относительно низкотемпературных растворов. И сами растворы и их полезный груз имеют магматический источник и возникли в результате длительной эволюции последнего.

Однако имеется ряд месторождений и рудопроявлений, генезис которых до сих пор вызывает спор. К ним относятся Сумсар, ряд рудопроявлений Джергаланского рудного узла, хребта Молдо-Тоо и др. Все они отличаются пластообразной формой рудных тел, приуроченностью к карбонатным породам, относительной бедностью и монокомпонентностью вещественного состава, вкрапленно-прожилковым типом руд, значительной протяженностью при резко подчиненной мощности рудных тел. На основании указанных признаков ряд исследователей относит эти рудопроявления к первичноосадочным. Большинство же исследователей считают их нормальными магматогенными. В качестве доказательства они приводят следующие аргументы: приуроченность рудных тел к зонам интенсивного межпластового дробления и брекчирования, наличие секущих апофиз и самостоятельных рудных тел совер-

шенно того же состава, расположение аналогичных рудопроявлений в породах другого состава, данные термометрического анализа газово-жидких включений, выявляемый при длительных исследованиях структурный контроль локализации и размещения, наличие гидротермального околорудного изменения вмещающих карбонатных пород, явно выраженная закономерная последовательность выделения минералов, характерная для магматогенных месторождений, зональность их, комплекс элементов-примесей, наличие внутрирудных тектонических подвижек, разделяющих процесс минералообразования на ряд стадий, и др.

Обобщающих схем классификации полиметаллических месторождений и рудопроявлений до сих пор нет. Мы предлагаем свой вариант такой классификации (табл. 1).

В качестве первого классификационного признака взят возраст полиметаллической минерализации. Выше уже указывалось, что каждый интрузивный комплекс, формирование которого заканчивается образованием полиметаллических месторождений, имеет свою металлогеническую специализацию. Эта особенность находит свое отражение в характере оруденения, в его вещественном составе, степени метаморфизма, в составе и содержании сопутствующих элементов-примесей, которые часто представляют не меньшую ценность, чем основные компоненты. Каждая возрастная группа полиметаллической минерализации имеет свою индивидуальную практическую ценность, подчиняется своим закономерностям размещения. Этим объясняется необходимость взятого признака.

Следующей классификационной единицей является минералого-геохимическая формация — продукт самостоятельной порции рудоносных растворов, отделяющейся от рудогенерирующего очага. Необходимость выделения этой классификационной единицы вызвана тем, что из серии самостоятельных порций рудоносных отщеплений каждая последующая будет отличаться от предыдущей деталями своего химического состава, температурой и другими физико-химическими особенностями. Эти отличия, в свою очередь, сказываются на вещественном составе и практической ценности месторождений.

В практическом отношении, особенно для выявления масштабности месторождения, комплексности и сложности его вещественного состава, стадийности процесса его формирования, большую роль играет длительность активной жизни рудолокализующего нарушения на протяжении рудного процесса. В связи с этим в качестве следующего классификационного признака берется длительность жизни рудолокализующей структуры. По этому признаку выделяются объекты, локали-

зованные в длительноживущих и маложивущих нарушениях.

Следующий классификационный признак — тип минерализующейся структуры. Здесь выделяются две группы:

1. Месторождения, локализованные в межпластовых нарушениях, объединяющих межформационные, межпластовые, послойные зоны дробления и брекчирования, межпластовые зоны смятия, рассланцевания, трещиноватости, дробления и другие подобные структуры.

2. Месторождения, локализованные в секущих и прочих нарушениях, к числу которых относятся все секущие разрывные нарушения различного характера (сколы, сбросо-сдвиги и их трещины оперения, разрывы и т. д.), контакты даек, брекчированные трубообразные полости, зоны дробления и т. д.

Необходимость выделения этого признака вызвана тем, что характер и тип рудолокализующих структур влияет на масштабы месторождений, морфологию рудных тел, механизм формирования и другие особенности месторождения, обусловливающие его практическую ценность.

УДК 553.44 (235.216-15) (042.2)

А. Б. Натальин, К. Т. Мустафин, М. М. Парфенюк, Ю. А. Кудрявцев

(Управление геологии Киргизской ССР, Институт геологии АН Киргизской ССР, Институт геологии и геофизики АН Узбекской ССР, Сумсарский рудник)

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ЧАТКАЛЬСКОМ ХРЕБТЕ И ГОРАХ БОЗБУТАУ

1. Указанная территория принадлежит палеозойской Кассан-Бозбутаусской структурно-фациальной подзоне Срединного Тянь-Шаня.

2. В геологическом строении подзоны выделяются три структурных этажа, отображающие время формирования геосинклинали[1]. В пределах указанных этажей выделяются структурные ярусы, которые формируются в определенных этапах геологического развития соответствующих периодов. Каждый этап развития характеризуется своими комплексами

[1] Четвертый структурный этаж, отвечающий мезо-кайнозойскому субплатформенному периоду развития, здесь не рассматривается.

осадочных и вулканогенных формаций, комплексами разрывных и складчатых структур, интрузивными комплексами и комплексами рудных формаций.

Геологические образования I структурного яруса *допалеозойского фундамента* обнажаются в центральной части подзоны и представлены метаморфическими сланцами, мраморами и амфиболитами. В них устанавливается незначительная концентрация золота (до 0,03 *г/т*) и серебра (до 2 *г/т*), вероятно, осадочно-метаморфического генезиса. Интрузивный магматизм представлен гнейсовидными диоритами и габбро-диоритами. Эндогенное оруденение этого времени не установлено.

Тектонические движения *нижнего палеозоя* (Cm—0—II яруса) привели к поднятию описываемой территории, вследствие чего осадконакопление в это время здесь почти не происходило. Возникают кассанское поднятие и северо-западные структуры. Интрузивный комплекс этого периода представлен гнейсовидными гранитами, гранодиоритами. Эндогенное оруденение не установлено.

В силуре (III ярус—S) восходящие тектонические движения сменились нисходящими, что сопровождается седиментацией осадков терригенной и терригенно-карбонатной формации с эффузивами кислого и среднего состава. Эти породы характеризуются повышенной концентрацией Mo, As, Cr, Ni, Ag, Au и др. Силурийский интрузивный комплекс представлен интрузивными аналогами указанных эффузивов. Эндогенная минерализация этого этапа не изучена.

В *позднекаледонском этапе* (IV ярус--D_1—D_2e) территория подзоны вновь испытывает поднятие, что сопровождается образованием складчатых и разрывных структур преимущественно северо-западного простирания. В это время формируются пестроцветные и осадочно-вулканогенные формации, внедряются малые интрузии. С эффузивами и интрузиями этого этапа связана свинцово-цинковая и медная минерализация.

Отложения *раннего этапа герцинского периода* (V ярус — D_2gv—C_1) формировались в условиях геосинклинального погружения территории подзоны и представлены карбонатными и терригенно-карбонатными формациями. В составе последних присутствуют горизонты, обогащенные Fe, Cu, Pb, Zn, Ag и др. К концу этапа происходит внедрение интрузий габбро и габбро-перидотитового состава нижнего карбона, с которыми генетически связана хромово-никелевая минерализация.

Средний этап (VI ярус — C_2—C_3) характеризуется преимущественно поднятием территории подзоны. На этом фоне возникают локальные поздние прогибы и депрессии, заполненные терригенным материалом, снесенным с соседних поднятий.

В это время образуются складчатые и разрывные структуры северо-восточного и широтного направления, формируются интрузии средне-верхнекарбонового интрузивного комплекса и ассоциирующие с ними рудные формации (скарново-редкометальная, золото-медно-скарновая и др.).

В *позднем этапе* (P_1—T_1) в связи с продолжающимися восходящими движениями формируются локальные депрессии и грабены. Этот этап отличается развитием разрывных структур, наземным вулканизмом с формированием осадочно-эффузивных толщ, внедрением пермо-триасовых малых интрузий и формированием связанных с ними различных рудных формаций сульфидного парагенезиса (полиметаллических, золото-мышьяковых, сурьмяно-ртутных и др.).

3. Главной структурой Кассано-Бозбутауской подзоны является Южно-Чаткальский антиклинорий, осложненный серией горст-брахи-антиклиналей, депрессиями, грабенами и различными интрузиями, причем свод его сложен более древними образованиями, которые к периферии сменяются относительно молодыми отложениями. Концентрическое строение антиклинория от центра к периферии, вероятно, обусловило зональное размещение различных рудных формаций в этих же направлениях. Более высокотемпературные пирит-арсенопирит-пирротиновые формации (с золотом и наложенной сурьмой) располагаются в центральных частях антиклинория, среднетемпературные полиметаллические рудные формации размещаются как бы вокруг центра, а низкотемпературные рудные формации — еще дальше, но местами они также накладываются и на более высокотемпературные рудные формации.

Указанная зональность в геологическом строении района и размещении различных рудных формаций вырисовывается на соответствующих геологических, металлогенических картах и схемах, которые прилагаются к докладу.

4. Описываемая подзона состоит из трех тектонических районов, на территории которых размещаются одноименные рудные районы: Сумсарский, Кассанский и Бозбутауский (см. таблицу).

5. Установленные закономерности размещения различных рудных формаций позволили нам произвести металлогеническое районирование — выделить рудные поля и районы, характеризующиеся развитием тех или иных рудных формаций.

Таблица

Характеристика герцинских металлогенических единиц Кассано-Бозбутауской металлогенической области

Рудные районы	Рудные поля	Характерные рудные формации
II Сумсарский	Сумсарское, Орто-Токойское	Полиметаллические позднего этапа
III Кассанский	Терек-Терекканское	Наложение рудных формаций раннего (Cr, Ni), позднего (As, Au, Ag, Zn, Pb, Sb, Hg) этапов.
	Кассанское, Алмалы-Булакское	Золото-мышьяковая, сурьмяно-ртутная позднего этапа
	Кара-Тюбинское	Золото-медно-скарновая среднего, полиметаллическая, золото-мышьяковая, сурьмяно-ртутная позднего этапов.
	Андагул-Иштамбердинское	Золото-медно-вольфрамово-скарновая среднего, полиметаллическая, золото-мышьяковая и сурьмяно-ртутная позднего этапов.
	Ачикташ-Кашкасуйское	Низкотемпературная золото-мышьяковая (с полиметаллами, киноварью) позднего этапа.
IV Бозбутауский	Бозбутаусское	Полиметаллическая и ртутная позднего этапа.

УДК 553.661.2(-0)(471.5+479.0+235.216)(042.2)

М. Б. Бородаевская
(ЦНИГРИ)

ОСОБЕННОСТИ И УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ КОЛЧЕДАННЫХ РУД В СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫХ ЗОНАХ С РАЗЛИЧНОЙ ИСТОРИЕЙ РАЗВИТИЯ

(На примере Урала, Кавказа и Тянь-Шаня)

1. Под формацией месторождений колчеданных руд, с нашей точки зрения, следует понимать существенно сульфидные

образования, обладающие рядом устойчиво выдерживающихся свойств, из которых главными являются следующие: а) ведущую роль в составе руд играют пирит, халькопирит, сфалерит и иногда галенит при преобладании или во всяком случае большем количестве пирита; б) руды образованы минералами определенных парагенетических ассоциаций, сменяющих друг друга в строго выдержанной временной последовательности, причем наиболее ранней является раннепиритовая ассоциация; в) гидротермально-метасоматические преобразования боковых пород, сопровождающие рудные тела, выражаются в развитии измененных пород формации вторичных кварцитов.

2. По признаку количественных соотношений минеральных ассоциаций, слагающих колчеданные руды, выделяются следующие субформации; а) существенно пиритовая, или серноколчеданная; б) халькопирит-пиритовая, или медноколчеданная; в) халькопирит-сфалерит-пиритовая или медно-цинково-колчеданная; г) халькопирит-сфалерит-галенит-пиритовая или колчеданно-полиметаллическая. Количественные соотношения главных рудообразующих минералов в пределах субформаций колеблются в довольно широких пределах в связи с чем в каждой из них выделяются определенные типы руд.

3. Месторождения колчеданной формации образуются на различных стадиях развития подвижных поясов, начиная от раннегеосинклинальных и кончая орогенными. Для колчеданных залежей ранней стадии развития геосинклиналей (Урал, Северный Кавказ) характерна приуроченность к участкам относительных поднятий, развивающихся в пределах структурно-формационных зон, испытывающих общее погружение, при высокой тектонической мобильности таких участков. В связи с этим облик вулканитов, с которыми парагенетически связано колчеданное оруденение, формирующееся на различных стадиях развития подвижных поясов, имеет много общих черт: во всех случаях среди них преобладают породы последовательно дифференцированной базальтово-андезито-дацитово-липаритовой формации, при ведущем значении андезитов, дацитов и липаритов (Урал, Большой и Малый Кавказ, Гиссарский хребет и др.), т. е. тех производных симатического базальтового вулканизма, которые характерны для областей поднятий.

4. Различия составов колчеданных руд находятся в закономерной связи с особенностями тектонического развития вмещающих их структурно-формационных зон. Для областей, в которых колчеданные залежи развиваются в раннегеосинклинальный этап, в обстановке общего глубокого прогибания, ха-

рактерны руды существенно пиритовой, халькопирит-пиритовой и халькопирит-сфалерит-пиритовой субформаций (Урал). При этом наиболее богатые медью и цинком группы последней субформации обнаруживают тяготение к наиболее приподнятым мобильным блокам, характеризующимся режимом островных дуг и несущим признаки вулканизма в аэральных условиях (Гай, имени XIX партсъезда на Ю. Урале). В зонах, режим развития которых еще в ранние геосинклинальные стадии характеризовался устойчивыми поднятиями, в составе руд закономерно появляются собственно полиметаллические ассоциации (Теренсай, Ю. Урал). В наиболее прогнутых и менее мобильных блоках господствующее развитие имеют существенно пиритовые или бедные халькопиритом и сфалеритом руды (Учалы, Сибай, Ю. Урал).

В условиях орогена, в обрамлениях вторичных геосинклинальных прогибов, и в связи с субсеквентным вулканизмом господствующее развитие приобретают колчеданно-полиметаллические субформации колчеданных руд (Алтай, Тянь-Шань и др.).

5. В большинстве колчеданных месторождений имеет место совмещение различных субформаций, формирующих либо различные, но сближенные рудные тела, либо единые тела сложного строения. Это связано с длительностью истории формирования колчеданных руд, на которые, кроме того, часто накладывается и более поздняя минерализация, связанная с металлогенией гранитоидных магм сиаля.

6. Структурные условия локализации колчеданных руд, формирующихся на разных этапах развития подвижных поясов, во многом сходны, так как оруденение всегда накладывается на складчатые и разрывные деформации. При этом для локализации руд раннегеосинклинального этапа большую роль играют синвулканические деформации, а также складчатость и разрывы, завершающие раннегеосинклинальный этап.

7. Высказанные положения иллюстрируются примерами развития колчеданной минерализации в различных структурно-формационных зонах Урала, Кавказа и Тянь-Шаня и могут быть использованы для прогнозирования и поисков оруденения рассматриваемого типа в ряде районов Средней Азии.

УДК 553.44(575.2+574)(042.2)

Т. Джумалиев, В. Г. Королев
(Институт геологии АН Киргизской ССР)

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ СРАВНИТЕЛЬНОГО ФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА В ВЫЯСНЕНИИ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАЗМЕЩЕНИЯ НЕКОТОРЫХ ПЛАСТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛИМЕТАЛЛОВ КИРГИЗИИ И КАЗАХСТАНА

1. Большое значение формационного анализа в решении вопросов условий образования и закономерностей размещения полезных ископаемых подчеркивали Н. С. Шатский (1965), Н. М. Страхов (1961), Н. П. Херасков (1963), М. М. Константинов (1962), И. В. Хворова (1963) и другие исследователи. Например, Н. С. Шатский (1965) указывал, что «надлежит обратить особое внимание на возможные осадочные месторождения свинца и цинка в СССР, выяснив формационную их характеристику и условия образования».

2. При сравнительном формационном анализе рудовмещающих отложений Джергаланского, Сумсарского (Киргизия) и Георгиевского (Ц. Казахстан) районов, несмотря на их разобщенность в региональном масштабе, обращает внимание закономерная последовательность смены формаций и связанных с ними пластовых тел полиметаллов.

а) В начале орогенного этапа развития, по А. А. Богданову, земная кора этих районов дифференцировалась на устойчивые поднятия (горст-антиклинали) и наложенные депрессии, часто ограниченные разломами. По этим разломам изливались кислые и средние эффузивы, образуя покров наземной порфир-туфовой формации в условиях вулканического нагорья.

б) При дальнейшей нивелировке рельефа за счет разрушения продуктов коры выветривания на поднятиях в межгорных впадинах отлагались пестроцветные континентальные моласоиды.

в) При нарастании нисходящих тектонических движений в пределах крупных межгорных наложенных депрессий образовались эпиконтинентальные дельто- и заливообразные бассейны с многочисленными надводными и подводными островами, сообщающиеся через узкие проливы с открытым морем. В условиях мелководья происходило накопление маломощного рудоносного терригенно-карбонатного комплекса пестроцветной карбонатной формации. Подводные и надводные острова, осо-

бенно многочисленные в окраинных частях бассейнов, мешали свободному водообмену с открытой частью моря, вследствие чего материал, поступающий в море, претерпевая сортировку на месте, отлагался в межостровных и межотмельных наложенных мульдах.

г) Ритмичное строение рудоносного терригенно-карбонатного комплекса показывает, что образование его происходило на фоне периодических колебательных тектонических движений. В начальной стадии нисходящих движений в пределах синклиналей отлагались обломочные фракции коры выветривания. При последующем максимуме нисходящих движений относительно крупные надводные острова и окраинные части суши, сложенные преимущественно породами наземной порфиро-туфовой формации с повышенным кларком свинца и других элементов, покрывались морской водой. Происходила миграция продуктов выветривания, обогащенных свинцовыми и другими минералами, в сторону межотмельных синклинальных мульд.

д) Окончательная фиксация рудных компонентов зависела от характера структур и размещенных в их пределах фациальных разностей осадков. Так, если в Джергаланском и Георгиевском районах рудные компоненты фиксировались на пологих крыльях конседиментационных структур в пределах оолитовых, оолитово-псевдоолитовых, сгустковых и водорослевых (Джергалан) глинисто-доломитистых известковых фаций, то в Сумсарском районе — в мульдовой части относительно крутых структур в пределах известковисто-доломитовых фаций.

е) Многоярусность оруденения по вертикали связана с многократной повторяемостью микроциклов тектонических колебательных движений во время осадконакопления.

ж) В последующей истории геологического развития в описываемых районах в зависимости от палеогеографической обстановки фиксируются отложения эвапоритового или терригенного комплекса.

3. Из сравнительного формационного анализа рудовмещающих отложений описываемых районов вытекает, что пластовые залежи свинца неразрывно связаны с определенными соотношениями на земной порфир-туфовой и пестроцветной терригенно-карбонатной формаций. Поэтому при выделении перспективных участков на промышленные пластовые залежи свинца джергаланско-георгиевско-сумсарского типа можно руководствоваться следующими положениями:

а) Потенциально рудоносными являются пестроцветные терригенно-карбонатные формации, лежащие над порфир-туфовой формацией или в ближайшем соседстве с ней.

б) Свинцовые залежи приурочены к среднему терригенно-карбонатному комплексу, расположенному между пестроцветными континентальными молассоидами внизу и эвапоритовым или терригенным комплексом наверху.

в) В пределах терригенно-карбонатного комплекса свинцовые залежи связаны с глинисто-известковыми и известково-доломитовыми фациями срединных элементов определенных микроритмов.

г) В конседиментационных структурах рудные залежи предпочтительно занимают положение на крыльях или в мульдах складок третьего порядка.

УДК 553.0:552.54:551.73(235.216-191)(042.2)

В. М. Попов, У. Асаналиев, Г. И. Давыдов, У. Хусаинов

(Институт геологии АН Киргизской ССР)

МЕТАЛЛОГЕНИЯ СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ КАРБОНАТНЫХ ФОРМАЦИЙ СРЕДИННОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

1. Срединный Тянь-Шань, занимающий промежуточное звено между Северным и Южным Тянь-Шанем, отличается от соседних зон своеобразными металлогеническими особенностями, заключающимися в широком развитии уникальных сингенетических месторождений железа, марганца, ванадия, свинца, цинка и др.

2. Нижнепалеозойская и допалеозойская история развития Срединного Тянь-Шаня характеризуется наличием продуктов гумидного литогенеза — больших по масштабам и протяженности железорудных, ванадиеносных проявлений.

3. Среднепалеозойская (в основном девон-карбоновая) история развития Срединного Тянь-Шаня знаменуется широким развитием свинцово-цинковых месторождений пластового типа в карбонатных породах, являющихся продуктом аридного литогенеза.

4. Верхнепалеозойская история Срединного Тянь-Шаня отличается широким развитием интрузий, продуктов эффузивно-осадочного литогенеза и их дифференциатов.

5. Появление свинцово-цинковых месторождений в карбонатных формациях девона и карбона Срединного Тянь-Шаня обусловлено наличием ряда благоприятных факторов: структурно-тектонических, климатических, стратиграфических, литологических, формационных, фациально-палеогеографических

и др., при однонаправленном стечении которых образуются пластовые залежи.

6. Срединный Тянь-Шань во время формирования девон-карбоновых рудоносных карбонатных формаций представлял собой краевой прогиб, окаймляющий с юга и юго-запада Северо-Тянь-Шаньскую каледонскую сушу. Пластовые залежи свинца и цинка залегают в зонах сочленения краевого прогиба с жестким каледонским поднятием, служившим источником как терригенного, так и рудного материала в течение девона и карбона.

7. Климатический режим Срединного Тянь-Шаня во время отложения девон-карбоновых образований характеризовался преобладанием аридных условий, что подтверждает наличие мощных и протяженных толщ доломита, гипса и ангидрита. Присутствие в разрезе девонских и карбоновых отложений красноцветов и углистость осадков свидетельствуют о том, что периодически аридные эпохи чередовались с более влажными.

8. В разрезе девон-карбоновых отложений установлены пять рудоносных стратиграфических горизонтов: нижнеживетский, верхнеживетский, франский, фаменский и нижнетурнейский. Все ныне известные пластовые месторождения и рудопроявления свинца и цинка, как правило, связаны с вышеотмеченными стратиграфическими горизонтами, имеющими ритмичный характер переслаивания. Некоторые горизонты (например, нижнетурнейский) прослеживаются на больших расстояниях.

9. Свинцово-цинковые оруденения, как правило, связаны седиментационными, седиментационно-диагенетическими доломитами и в меньшей степени известняками, причем оруденение тяготеет к тем слоям, которые характеризуются наименьшим количеством терригенных примесей.

10. Оруденение связано с гетерогенными типами разрезов карбонатных толщ девона и карбона, отчетливо тяготеющих к областям сноса, залегающих на северной части Срединного Тянь-Шаня. Моногенные разрезы, состоящие из однообразных известняков и значительно удаленные от устойчивой области сноса, обычно не несут видимого свинцово-цинкового оруденения.

11. Рудоносные карбонатные осадки образуются в мелководных заливах, проливах и отмелях с застойными условиями в илу, имеющих ограниченную связь с водами открытого моря; они обычно размещаются в краевой части мелководного бассейна.

12. Пластовые залежи руд образуются в стадии диагенеза за счет повышенных содержаний свинца и цинка в карбонат-

ных породах, накопленных в стадии седиментагенеза. В поздних стадиях преобразования осадков (в катагенезе и метагенезе) происходят глубокие преобразования диагенетических руд, а также переотложение с образованием крупных по масштабам рудных залежей.

УДК 553.44:552.5:551.734 (235.216) (042.2)

М. Б. Орловский

(Управление геологии Киргизской ССР)

К ВОПРОСУ ОБ ИСТОЧНИКЕ МЕТАЛЛОВ ПРИ ОБРАЗОВАНИИ СИНХРОННОЙ СВИНЦОВО-ЦИНКОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ТЯНЬ-ШАНЯ

1. В девонских отложениях Тянь-Шаня, на площади его Срединной части и Чаткало-Кураминской складчатой области, известны горизонты карбонатных пород, вмещающие свинцово-цинковую минерализацию. Приуроченность оруденения к определенным стратиграфическим горизонтам, выдержанным на значительных пространствах, указывает на синхронность образования минерализации и вмещающих пород.

2. Рудовмещающими отложениями являются известняки и доломиты различных фациальных зон мелкозаливного и волноприбойного поясов. Исключительной приуроченности оруденения к осадкам застойных зон этих поясов не отмечалось. Очевидно, фациальные условия осадконакопления не влияли существенно на размещение синхронной свинцово-цинковой минерализации.

3. Изучение фациально-палеогеографических условий осадконакопления вмещающих толщ указывает на невозможность поступления в бассейн седиментации значительных масс металлов за счет разрушения пород в областях поднятий.

4. Отчетливая приуроченность свинцово-цинковых рудопроявлений к зонам длительно развивавшихся разломов, вещественный состав руд и ряд других признаков позволяют связывать образование синхронной минерализации с неоднократным поступлением в бассейн седиментации рудоносных растворов из глубоких горизонтов земной коры.

5. Локализация рудных накоплений на ограниченных участках среди обширной площади бассейна может быть объяснена осаждением основной массы металлов на геохимическом барьере, возникавшем при смешении вод глубинных растворов с водами морского бассейна.

6. В теории прогноза синхронных руд существенное значение должны иметь фациально-палеогеографические и палеотектонические исследования, результаты которых при их комплексном рассмотрении позволяют достоверно реконструировать положение основных конседиментационных разломов и историю их развития.

Поисковыми работами должны быть охвачены площади развития морских карбонатных отложений в зонах синхронно развивавшихся разрывных нарушений.

УДК 553.065:553.44:551.24 (042.2)

А. Д. Щеглов
(ВСЕГЕИ)

О ТЕЛЕТЕРМАЛЬНЫХ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ И ИХ МЕСТЕ В МЕТАЛЛОГЕНИИ ОБЛАСТЕЙ АВТОНОМНОЙ АКТИВИЗАЦИИ

1. Генезис телетермальных полиметаллических месторождений, так же как и их геотектоническое положение, до настоящего времени является предметом широких дискуссий. Многие вопросы, связанные с этой проблемой, остаются все еще неясными, несмотря на достаточно хорошую изученность отдельных объектов. Окончательно не решен вопрос о генезисе стратиформных рудных залежей, для которых приводятся доводы в пользу их осадочного и постмагматического образования. Рассмотрение перечисленных вопросов с позиций связи телетермальных полиметаллических месторождений с областями автономной активизации[1] позволяет иначе подойти к освещению этой проблемы и обсудить, в порядке постановки вопроса, новые возможные пути ее решения.

2. Обращает на себя внимание весьма частая ассоциация районов развития телетермальных полиметаллических месторождений с областями автономной активизации. Полиметаллические месторождения образуют районы или зоны, располагающиеся на периферии областей активизации среди осадочных комплексов, слабо затронутых тектоническими движе-

[1] Под областями автономной активизации понимаются регионы, прошедшие в ранние периоды геологической истории геосинклинальную стадию развития вплоть до превращения в область завершенной складчатости или платформу и затем, обычно спустя длительный промежуток времени, подвергшиеся воздействию качественно новых тектонических процессов, не связанных в своем развитии с формированием геосинклинальных прогибов.

ниями, синхронными процессам активизации. Так, в северном обрамлении области активизации Чешского массива располагается зона развития телетермальных месторождений Силезии (Силезская зона), а на западе, в несколько большем удалении от массива,— Рейнская зона развития телетермальных галенито-сфалерито-сидеритовых и галенито-сфалеритовых месторождений. Зоны развития полиметаллической телетермальной минерализации отчетливо устанавливаются в обрамлении Центрального Французского массива.

На периферии Кураминской зоны Тянь-Шаня располагается рудный район Кара-Тау с характерными полиметаллическими месторождениями телетермального типа. В западном обрамлении мезозойской области активизации Забайкалья сосредоточены галенито-флюоритовые месторождения Прибайкальского полиметаллического пояса. На северо-западе Алданского щита среди карбонатных кембрийских толщ верхнего структурного яруса известны слабо изученные телетермальные свинцово-цинковые месторождения. Последние установлены и в южном обрамлении Балтийского щита на Русской платформе. Практически все районы развития телетермальных месторождений пространственно сопряжены с областями автономной активизации, образуя вокруг них как бы бордюр полиметаллического оруденения.

3. Характерно, что в случае проявления полиметаллических месторождений в условиях карбонатной среды обычно возникают согласные, стратиформные залежи, которым часто приписывается осадочное происхождение. К таким месторождениям относятся рудные залежи Силезской зоны, месторождения в обрамлении Центрального Французского массива, месторождения Кара-Тау и Алдана.

В случае проявления оруденения в песчаниково-сланцевых отложениях возникают протяженные рудные жилы, прослеживающиеся на значительные глубины. Такие месторождения характерны для Рейнской зоны и зоны Сьерра-Морены, где кварцево-карбонатные жилы с баритом, галенитом и сфалеритом локализуются в терригенных породах. В пределах Сантандерской зоны на востоке Испанской Мезеты, где развиты известняки, в отличие от зоны Сьерра-Морены, известны залежи свинцово-цинковых руд пластового типа. Влияние состава вмещающих пород на морфологию рудных тел отчетливо проявлено в Лозерской зоне на юге Французского массива, где в известняках образуются пластовые залежи полиметаллических руд, а в гнейсах и сланцах — жильные тела.

4. Минеральный состав телетермальных полиметаллических месторождений во многом очень сходен с минеральным соста-

вом месторождений второй стадии активизации. Для многих телетермальных галенит-сфалеритовых месторождений характерно присутствие флюорита, который в ряде рудных районов образует самостоятельные крупные концентрации, как это имеет, например, место в Рейнских сланцевых горах. Некоторые минералогические особенности телетермальных полиметаллических месторождений, которые имеют геохимические черты, характерные в одинаковой степени для жильных и стратиформных месторождений, с одной стороны, и для месторождений областей активизации — с другой, указывают на определенную связь рудных процессов, проявляющихся как в областях активизации, так и в зонах развития телетермальных месторождений.

В некоторых регионах и те и другие месторождения имеют одинаковый возраст. Так, например, для полиметаллических месторождений Чешского массива доказывается послепермский — триасовый возраст; аналогичный возраст имеют и свинцово-цинковые месторождения Силезии.

5. Все это вместе взятое позволяет ставить вопрос о том, что телетермальные полиметаллические месторождения, располагающиеся на периферии областей автономной активизации, тесно связаны с развитием последних и являются своеобразным отражением этих процессов в районах, не подверженных их активному влиянию. Возможно, некоторые телетермальные месторождения, локализующиеся в одновозрастных с процессами активизации осадочных породах, образуются при излиянии рудоносных растворов в водную среду, и поэтому месторождения несут в себе признаки эндогенных и осадочных месторождений (Силезия). Следует иметь в виду, что не все так называемые телетермальные месторождения ассоциируются в пространстве с областями активизации; очевидно, существуют конвергентные телетермальные месторождения, возникающие в разных геотектонических условиях, при этом стратиформный характер месторождений не может служить надежным признаком их «телетермальности».

6. Признание связи телетермальных полиметаллических месторождений с областями автономной активизации позволяет в ряде регионов по-новому подходить к поискам месторождений. В частности, с иных позиций должны быть оценены известные рудопроявления свинца и цинка южного склона Балтийского щита; не исключена возможность выявления полиметаллических и флюоритовых месторождений в обрамлении Кокчетавского срединного массива.

УДК 553.0(235.216-17) (042.2)

З. Е. Бурыхина, В. И. Кнауф

(Институт геологии АН Киргизской ССР)

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ ДЖЕРГАЛАНСКОГО РАЙОНА (СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)

1. Для Джергаланского района ведущее значение имеет раннегерцинская (поздний девон — ранний карбон) и позднегерцинская (поздний карбон — ранняя пермь) металлогения, сопровождавшаяся определенным комплексом полезных ископаемых и определившая его промышленные перспективы.

2. Пространственное размещение оруденения ранне- и позднегерцинского возраста контролируется элементами внутренней структуры Тюпского эпикаледонского наложенного прогиба.

3. Для раннегерцинской металлогенической эпохи Джергалана является характерной кварц-полиминеральная формация, для которой устанавливается парагенетическая связь с верхнедевон-нижнекарбоновым вулкано-плутоническим комплексом. Кварц-полиминеральная формация по характеру околорудных изменений, комплексу развитых минеральных типов, характеру парагенетических минеральных ассоциаций и химическому составу руд резко отличается от рудных формаций позднегерцинской металлогенической эпохи. В размещении кварц-полиминеральной формации ведущее значение имеют тектонический контроль, а также элементы внутреннего строения вулкано-плутонического комплекса.

4. Позднегерцинская металлогеническая эпоха в Джергалане характеризуется иной специализацией. В этот период получили развитие следующие рудные формации: кварц-карбонат-халькопиритовая, кварц-кальцит-галенитовая, кварц-гематитовая и барит-кальцит-галенитовая. Рудоконтролирующими элементами выделенных рудных формаций являются: зоны межпластового дробления и брекчирования, реже секущие зоны нарушений среди осадочных образований нижнего и среднего карбона, а также зоны поздних и обновленных тектонических нарушений в каледонских гранитоидах и эффузивах (D_3—C_1).

5. Практически интересными являются кварц-полиминеральная, кварц-кальцит-галенитовая и барит-кальцит-галенитовая формации.

6. При проведении поисковых работ в Джергаланском районе необходимо учитывать выявленные металлогенические особенности раннегерцинской и позднегерцинской металлогенических эпох и характер рудоконтролирующих элементов.

УДК 553.065:553.44:552.54(575)(042.2)

З. Е. Бурыхина, Р. Дженчураева, Н. Н. Королева, В. В. Колесников, И. В. Покровская, И. А. Чекалова, С. А. Юшко, К. Узенов

(Институт геологии АН Киргизской ССР, Управление геологии Киргизской ССР, Институт геологических наук АН Казахской ССР, САИГИМС, Московский геологоразведочный Институт)

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУД И ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА НИЗКОТЕМПЕРАТУРНЫХ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ

(На примере месторождений Средней Азии)

1. Свинцово-цинковые пластообразные месторождения Средней Азии, приуроченные к карбонатным породам, размещаются в различных складчатых зонах, у которых история геологического развития в среднем и верхнем палеозое, когда были сформированы эти руды, была различна. Это определило различие в характере процессов магматизма, протекавших в это время, и специфику металлогенических особенностей как складчатых зон, так и металлогенических эпох, с которыми связаны эти месторождения в Средней Азии. Свинцово-цинковые месторождения Кара-Тау размещаются в Кара-Тау-Таласской складчатой зоне; Сумсар — в Чаткало-Кураминской; Джергаланская группа месторождений — в Иссык-Кульском срединном массиве Северного Тянь-Шаня; месторождения Молдо-Тау — в Срединной зоне Тянь-Шаня; Туюк — в Кастекско-Кандиктасской складчатой зоне и т. д.

2. Вмещающей средой свинцово-цинковых пластообразных месторождений Средней Азии являются карбонатные породы — известняки, доломиты. Возраст, состав, текстурные особенности и условия их образования различны. Это чистые известняки среднего карбона башкирского яруса (Джергалан); туфогенно-осадочные образования Кунгейской свиты нижнего карбона (среднее-верхнее визе; месторождение Туюк); живетские доломиты (месторождение Сумсар); карбонатные породы верхнего девона и турне (месторождения хребта Кара-Тау); доломиты и известняки верхнего девона (франский и фаменский ярусы) и нижнего карбона (визе и турне; рудопроявления гор Калканата) и т. д.

3. Каждая складчатая зона характеризуется проявлением определенных эпох и стадий герцинского магматизма, сопровождавшихся комплексом минеральных парагенетических ассоциаций и рудных формаций. Так, в месторождениях Кара-

Тау выделено три типа: ачисайский, миргалимсайский, кантаги-боялдырский и тюстасский, в которых широко проявились шесть парагенетических минеральных ассоциаций (доломит, барит, кварц, галенит, пирит, сфалерит, редко—халькопирит; доломит, кальцит, галенит, пирит, сфалерит; пирит, сфалерит, галенит, кальцит и т. д.). В Сумсаре развитие получили доломит-халькопирит-блеклорудная, барит-сфалерит-галенитовая, доломит-кальцитовая минеральные ассоциации; в Джергалане — кварц-карбонат-халькопиритовая, кварц-гематитовая, кварц-халькозиновая, барит-кальцит-теннантит-халькопиритовая, барит-кальцит-флюорит-галенитовая; в Туюке — халькопирит-доломитовая, гематит-кварцевая, халькопирит-галенит-кварцевая, галенит-баритовая и т. д., свидетельствующие о своеобразии процессов рудообразования, протекавших в различных складчатых зонах.

4. Поведение редких и рассеянных элементов в этих месторождениях неодинаково и связано также с общими геологическими причинами и с тем, что различные стадии герцинского тектоно-магматического цикла в различных складчатых зонах характеризуются неодинаковыми закономерностями поведения редких рассеянных элементов. Одни парагенетические минеральные ассоциации или рудные формации характеризуются высокими значениями концентраций таллия, галлия, индия, селена, теллура, в других эти элементы отсутствуют, или дают кларковые содержания, и все это зависит от условий образования руд.

5. Все эти месторождения образованы в результате проявления гидротермальных процессов, связанных с отдельными эпохами и стадиями герцинского магматизма.

УДК [549.0+550.40]553.0:553.44 (575.11) (042.2)

Н. Н. Королева, С. Я. Клемперт
(САИГИМС)

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПРИ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ПОСТРОЕНИЯХ

(На примере свинцово-цинковых месторождений восточной части Средней Азии)

В полиметаллических эндогенных месторождениях восточной части Средней Азии присутствуют следующие парагенетические ассоциации, являющиеся звеньями одного рудного процесса, объединяющего рудные ассоциации: 1) окислы,

вольфраматы, молибдаты; 2) арсенопиритовая; 3) халькопирит-пирротиновая; 4) сульфовисмутиновая с примесью золота; 5) пиритовая; 6) халькопирит-сфалеритовая; 7) сфалерит-галенитовая; 8) сфалерит-галенитовая с самородным серебром и сурьмой; 9) галенит-блеклорудная; 10) кварц-барит-галенитовая; 11) кварц-флюорит-галенитовая; 12) антимонит-бертьеритовая и 13) кварц-карбонатная.

Сочетания парагенетических ассоциаций образуют минеральные комплексы, по которым можно проводить типизацию месторождений. Собственно свинцово-цинковые и комплексные месторождения встречены в скарнах, в зонах гидротермального изменения вмещающих пород и в жильных образованиях. Они характеризуются разными количественными сочетаниями рудных парагенетических ассоциаций и своими геохимическими особенностями продуктивных ассоциаций.

Выделенные классы месторождений закономерно размещаются на территории Средней Азии, группируясь в рудные районы. В зависимости от преобладания того или иного минерального комплекса на территории Средней Азии можно выделить площади двух типов: 1) с проявлением большого числа месторождений, характеризующихся многостадийностью формирования. В них присутствуют в тех или иных количествах почти все перечисленные выше парагенетические ассоциации — от высокотемпературных до низкотемпературных; 2) с месторождениями, имеющими ограниченное число стадий минералообразования. Минеральный состав обычно однообразен.

Все эти площади отличаются своими геохимическими особенностями.

В распределении рудных районов в структурно-фациальных зонах (К. Л. Бабаева) устанавливается закономерность. Это позволяет по преобладанию тех или иных минеральных комплексов, а также по распределению элементов-примесей в галените и сфалерите подразделить, например, Кураминскую зону на западную и восточную подзоны.

Особенности размещения парагенетических ассоциаций и минеральных комплексов могут быть использованы при выделении новых рудных районов, а также при прогнозировании скрытого как полиметаллического, так и других сопутствующих типов оруденения на известных рудных площадях.

УДК 553.44 (235.216-16) (042.2)

Н. Ф. Павлов

(Институт геологии АН Киргизской ССР

КЛЕЙОФАН-ПРШИБРАМИТ-ГАЛЕНИТОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КИРГИЗСКОГО ХРЕБТА

Подавляющая часть рудных проявлений этой минерализации сконцентрирована в Кара-Джилгинском структурном блоке, занимающем южную часть района, и размещается в древних осадочно-метаморфических породах (мраморы, сланцы) ачик-ташской, кара-джилгинской свит и прорывающих их гранитных массивах Кара-Джилга и Кызыл-Таш рифей-вендского интрузивного комплекса.

Главнейшей структурной линией Кара-Джилгинского блока является крупная зона первопорядкового северо-западного Макбальского разлома, вертикальные движения по которому фиксируются с среднего рифея. Этот межформационный разлом служил магмо- и рудоподводящим каналом, о чем свидетельствуют размещенные в нем разнообразные по составу и возрасту дайки, составляющие около 30% общей массы пород зон дробления. Вмещающие породы, брекчии и зоны смятия этого разлома, частично дайковые тела интенсивно серицитизированы и хлоритизированы.

Многочисленные субмеридиональные и частично субширотные второпорядковые взбросо-сдвиги, оперяющие Макбальский разлом, представлены зонами кулисообразных разрывов, образующих зоны дробления мощностью от 20—30 до 100—150 *м*. Эти нарушения играли роль как магмоподводящих каналов, так и рудораспределяющих и одновременно рудоконтролирующих структур. В этих структурах локализуются дайки и тела лампрофиров, диоритовых и диабазовых порфиритов, гранит-порфиров верхнеордовикского — нижнедевонского интрузивного комплекса и дайки вогезитов мел — палеогенового возраста.

Клейофан-пршибрамит-галенитовые проявления локализуются в субширотных и северо-западных третьепорядковых разрывных структурах, оперяющих субмеридиональные разломы. Особенно часто кварцевые жилы со свинцово-цинковой минерализацией размещаются на стыке субмеридиональных разломов с более мелкими субширотными разрывными структурами. Локализующие структуры представлены лестничными, субпараллельными, многократно ветвящимися трещинами разрыва, межпластовыми разломами, выполненными, как правило, брекчиями вмещающих пород и зонами смятия.

Кварцевые тела с клейофан-пршибрамит-галенитовой минерализацией образованы жилами, прожилками, линзами, гнездами, нередко штокверками различных минеральных ассоциаций, а также зонами вкрапленных руд в гидротермально измененных вмещающих породах. По морфологии и пространственному размещению жилы подразделяются на лестничные, линзообразные, ветвящиеся и межпластовые, нередко осложненные многочисленными разветвлениями, апофизами, раздувами и пережимами. Линзы, как правило, фиксируются значительно реже жил и прожилков. Они размещаются обычно на стыках субширотных разрывных структур с субмеридиональными разломами. Линзы имеют вытянутую, веретенообразную, в вертикальном сечении эллипсоидальную форму. Гнезда неправильно округлой формы наблюдаются в лежачих боках кварцевых тел, приуроченных к субширотным зонам дробления в гранитах. Штокверки имеют широкое распространение во многих проявлениях. Зоны прожилково-вкрапленных руд располагаются в основном в гидротермально измененных гранитах и сланцах по контакту с кварцевыми телами или на их продолжении.

Линзы, жилы, прожилки, штокверки и гнезда сложены кварцем, кальцитом, пиритом, пршибрамитом, галенитом, клейофаном с незначительным количеством циркона, рутила, магнетита, шеелита, арсенопирита, вюртцита, гринокита, цинкенита, халькопирита, энаргита, теннантита, аргентита, аляскаита, барита, киновари, грейтонита, гематита, анкерита, серицита, марказита, хлорита, анатаза, каламина и виллемита. Прожилково-вкрапленные руды отличаются меньшим числом вышеперечисленных минералов. Свинцово-цинковая минерализация, представленная штуфным, прожилково-вкрапленным и вкрапленным типами руд, приурочивается к определенным морфологическим разновидностям минеральных ассоциаций, составляющих кварцевые тела. Так, например, штуфные выделения клейофана, галенита, пршибрамита, пирита распределены в жилах, гнездах и линзах. Прожилковый тип руд фиксируется в жилах и наиболее часто в штокверках. Прожилково-вкрапленная минерализация распространена в жилах, штокверках, частично гнездах в зонах вкрапленных руд.

Метаморфизм руд и даек на проявлениях в результате стресса и динамометаморфизма проявлен четко и выражается в передробленности руд и отдельных минералов, образовании блоков перетертых руд, наличии полисинтетического двойникования минералов (сфалерит, арсенопирит), формировании пластичных деформаций в рудах (свинчаки) и отдельных минералах (галенит, теккантит).

Внутрирудные подвижки характерны для всех проявлений, но их число, размер, амплитуды и степень интенсивности различны для каждого конкретного случая. Пострудные нарушения, в основном альпийские сбросы, развиты на участках весьма широко. Они имеют большие амплитуды горизонтальных (до 200 *м*) и вертикальных (до 400 *м*) смещений, что приводит к образованию многочисленных слепых рудных тел.

УДК 549.0:553.44(574-13)(042.2)

И. В. Покровская, К. А. Чекалова, О. А. Ковриго
(Институт геологических наук АН Казахской ССР)

ПРОЦЕССЫ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ НА ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ЮЖНОГО КАЗАХСТАНА (КЕТМЕНСКИЙ, ЗАИЛИЙСКИЙ И ТАЛАССКИЙ ХРЕБТЫ)

1. Анализ парагенетических ассоциаций минералов, соответствующих отдельным стадиям или ступеням процесса минералообразования, позволил: а) объединить в формации отдельные месторождения, сходные по характеру устойчивых ассоциаций минералов и образовавшиеся в близких геологических условиях; б) выделить в пределах формаций различные минеральные типы (по наличию переходных минералов); в) восстановить условия процесса минералообразования.

2. По этим признакам выделены следующие формации: в Кетменском хребте — медно-свинцово-кварцево-баритовая (Туюк, Комурчи и др.), в Заилийском Ала-Тау — цинково-свинцовая лиственитовая (Сары-Тау), свинцово-цинковая березитовая (Чинтургень), цинково-свинцовая кварцево-карбонатная (Кастекская группа), в Таласском Ала-Тау — медно-флюорито-баритовая (Аксу-Бадам), свинцово-цинковая доломитовая (Болдабрек, Жетымсай), ртутно-полиметаллическая (Ушкургантас, Сууксай). Характерна их приуроченность к определенным районам и породам близкого возраста, что является отражением их генетической близости.

3. Для медно-свинцовой кварцево-баритовой формации установлена более ранняя кварц-халькопирит-галенитовая ассоциация и более поздняя галенит-баритовая. Последняя образовалась из кислых растворов в близповерхностных условиях с высоким потенциалом кислорода. На глубоковскрытых месторождениях она уничтожена эрозией.

4. Состав вмещающих пород (габбро, серпентиниты) мес-

торождения Сары-Тау при наложении гидротерм кислых магм обусловил превращение их в лиственниты и появление, наряду со сфалеритом и галенитом, арсенидов и сульфоарсенидов Со и Ni и фуксита.

5. Месторождения свинцово-цинковой березитовой и цинково-свинцовой кварцево-карбонатной формаций по составу ведущей ассоциации минералов (кварц—сфалерит—галенит—карбонат) сходны, но на последних проявилась более высокотемпературная стадия, выраженная в образовании кварцево-турмалиновых пород и арсенопирит-пиритовой минерализации.

6. На всех свинцово-цинковых месторождениях рудообразование в главную стадию происходило из щелочных растворов при средних температурах, заметно не превышающих 350° (распад твердого раствора халькопирит-сфалерит). Для медно-свинцово-кварцево-баритовых характерны более низкие температуры, установленные по наличию структур распада халькопирит-борнит (270°).

7. Выделенные в Таласском хребте рудные формации все низкотемпературные и тесно связаны друг с другом, что подтверждается наличием переходных ассоциаций минералов. Процессу гидротермального рудообразования предшествовало появление убогой сингенетичной минерализации свинца и цинка. Халькопирит-флюорит-баритовая ассоциация минералов является наиболее ранней из гидротермальных, за ней следовало ртутно-полиметаллическое оруденение. Не исключена возможность их образования переотложением накопившихся эффузивно-осадочным путем рудообразующих элементов из вмещающих пород.

УДК 552.144:550.8:553.44 (042.2)

П. В. Зарицкий

(Харьковский государственный университет)

О ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ КОНКРЕЦИЙ И МИНЕРАЛЬНЫХ НОВООБРАЗОВАНИЙ В НИХ КАК ПОИСКОВЫХ ПРИЗНАКОВ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ РУДНЫХ ТЕЛ

1. Изучение парагенетических ассоциаций минеральных новообразований в конкрециях — септариях и особенностей химического состава последних имеет значение не только для выяснения их генетической природы, но может оказать по-

мощь и при решении некоторых практических вопросов, в частности при поисках полиметаллических месторождений.

2. Для правильной оценки значения минеральных новообразований в конкрециях как поискового признака необходимо и достаточно в каждом конкретном случае прежде всего решить вопрос относительно их происхождения: осадочного (диагенетического) или гидротермального.

3. В выяснении генезиса минеральных новообразований конкреций—септарий, наряду с термометрическими исследованиями, большую помощь может оказать изучение особенностей их химизма.

4. Особое внимание следует уделять изучению распределения ртути в минералах септарных трещин, поскольку жильные и рудные гидротермальные минералы характеризуются повышенным содержанием ртути в отличие от аналогичных минералов позднедиагенетического происхождения, обычно развитых в трещинах сокращения конкреций. Известное значение имеет и характер трещин: типичные ли это септарные трещины, выклинивающиеся к периферии тела конкреции, или же это трещины, секущие тело конкреции и переходящие в боковую породу.

5. Если для обнаружения геохимических ореолов рассеяния нужны специальные точные методы исследования (спектральный анализ), то конкреции-септарии с их минеральными новообразованиями (в случае установленного гидротермального генезиса последних) являются макроскопически наблюдаемыми признаками первичных ореолов рассеяния, обращающими на себя внимание уже при осмотре обнажений, керна и т. п.

УДК 553.062/.067:553.43 (575.1) (042.2)

И. М. Голованов, А. А. Землянов, Р. А. Мусин

(Министерство геологии Узбекской ССР и Институт геологии и геофизики АН Узбекской ССР)

ЭНДОГЕННАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ МЕДИ УЗБЕКИСТАНА НА ОСНОВЕ ПРОГНОЗНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ СХЕМ

В основу прогнозно-металлогенических построений, раскрывающих особенности медной минерализации Узбекистана и, в частности наиболее интересного Чаткало-Кураминского региона, положены карты: тектонические, вулканогенных, вулканогенно-осадочных формаций и интрузивных комплексов (по А. С. Аделунгу, Ю. А. Алферову, В. А. Арапову, В. Г. Гарь-

ковцу, К. К. Пяткову, И. Х. Хамрабаеву и др.). Особенности металлогении меди вытекают из историко-геологического развития подвижных поясов Тянь-Шаня. На металлогенических схемах по принципу Ю. А. Билибина отражены 2 цикла развития — догерцинский и герцинский. В последнем выделены 3 этапа развития структур — начальный, средний и конечный.

Подавляющее большинство медных и медьсодержащих рудопроявлений (73% из общего числа) находится в Кураминской подзоне Среднего Тянь-Шаня, в пределах которой расположен Алмалыкский меднорудный район. Все месторождения подразделены на 4 меднорудных и 7 медьсодержащих рудных формаций. Промышленно наиболее важной является кварц-серицит-молибденит-халькопиритовая («медно-порфировая») формация. Перспективны также скарново-золото-халькопиритовая, скарново-халькопирит-магнетитовая, кварц-висмутин-халькопирит-гематитовая (медно-висмутовая) рудные формации. Заслуживает внимания колчеданно-полиметаллическая. Жилы кварц-карбонатно-барит-халькопиритовой формации могут быть использованы как индикаторы оруденения.

Для каждой структурно-формационной зоны на сводных стратиграфических колонках показана пространственная приуроченность медной минерализации к осадочным, осадочно-эффузивным и магматическим комплексам по этапам развития данной зоны. В породах догерцинского цикла зафиксировано 14% проявлений меди, в основном в интрузивных массивах. В начальных этапах герцинского цикла почти все проявления меди (19% от общего числа) связаны с осадочно-эффузивными комплексами. К средним этапам пространственно тяготеет почти половина учтенных точек, причем большая их часть размещена в интрузивных комплексах. В породах конечных этапов зарегистрировано 20% рудопроявлений, почти равномерно распределенных в осадочно-эффузивных, интрузивных и субвулканических образованиях.

Металлогеническое районирование Узбекистана на медь проведено в соответствии со структурно-формационным делением территории. В пределах Среднего, Южного Тянь-Шаня и Байсунской складчатой системы выделен ряд рудных поясов, районов и рудных полей. Особо следует отметить: 1) Кумбель-Арашанский рудный пояс медно-висмутовой минерализации, связанной с зоной молодых разломов, параллельный Таласо-Ферганскому региональному разлому; 2) Алмалык-Шавазский рудный узел с крупными месторождениями медно-порфировых руд и рядом перспективных площадей на этот тип оруденения; 3) Северо- и Южно-Букантауский рудные пояса с колчеданно-

полиметаллической минерализацией, перспективной для выявления медных руд.

Регионально-тектонические факторы существенно влияют на размещение месторождений важнейших групп меднорудных формаций — медно-порфировых и скарновых. Такие месторождения, как правило, приурочены к осадочно-эффузивным и интрузивным комплексам догерцинского и начальным этапам герцинского цикла развития подвижных зон, в которых проявилась магматическая и постмагматическая деятельность поздних этапов. Наблюдается приуроченность основных меднорудных полей к активизированным пограничным зонам депрессий и поднятий, приконтактовым зонам грабен-синклиналей, древним глубинным разломам, контролирующим размещение малых интрузивов и даек, а также мощных кор выветривания (по Р. А. Мусину) и зонам молодых «поперечных» разломов северо-западного простирания.

Магматический фактор четко проявлен в связи промышленных месторождений с интрузивами повышенной основности — щелочности (монцониты, сиенито-диориты), что объясняется тесной геохимической связью меди с двухвалентным железом и, по-видимому, с натрием. На примере важнейших месторождений Алмалыкского района показана роль штоков порфировых интрузий гранитоидного состава (C_3—P_1) в возможной мобилизации рудных концентраций и создании благоприятных структурных условий для локализации медно-порфирового оруденения. Требуют изучения проявления основного вулканизма спилито-диабазовой формации Западного Узбекистана, имеющего сходство с Южным Уралом и Мугоджарами.

Медное оруденение, как правило, локализуется в осадочно-эффузивных и интрузивных породах повышенной трещиноватости, обогащенных пиритом.

По мнению Р. А. Мусина, для прогнозирования промышленной концентрации меди и других элементов необходимо выявление древних континентальных кор выветривания. Наиболее продуктивна для Тянь-Шаня предверхнебашкирская кора, развивавшаяся на обширном пенеплене в условиях тропического климата.

УДК 553.43:551.763(235.216-13) (042.2)

А. И. Попов, В. И. Попов, А. А. Филиппов, И. Д. Капустянский
(Проблемная лаборатория осадочных формаций и осадочных руд ТашГУ, экспедиция МГ СССР)

ЮЖНО-ТЯНЬШАНЬСКИЙ МЕЛОВОЙ МЕДЕНОСНЫЙ ПОЯС

Медистые песчаники подчинены главным образом постгеосинклинальным красноцветным молассовым и пелитовым формациям, образовавшимся в условиях жаркого аридного климата во впадинах у подножий поднятий.

Меловые осадочные рудопроявления меди Южного Тянь-Шаня образуют пояс, протягивающийся до 2000 *км* от хр. Кугитанг на западе, вдоль северной половины Южно-Таджикской депрессии, далее к левобережью Алайской долины и вдоль северного края Таримской впадины, образуя к северо-западу диагональные ответвления в бассейне р. Ура-Дарьи и в Юго-Восточной Фергане.

Значительная часть (восточная) рассматриваемого Южно-Тяньшаньского меденосного пояса относится к постгеосинклинальной впадине типа краевого прогиба, а его западная часть и Восточно-Ферганский участок — к диагональным прогибам. Некоторые звенья Южно-Тяньшаньского меденосного пояса были установлены ранее и отмечались В. Н. Вебером (1913), А. И. Поповым и В. И. Поповым (1933), Б. М. Здориком, В. С. Домаревым (1934), В. П. Мирошниченко (1935) и др.

В 1959—1961 гг. совместными силами ТашГУ и экспедиции ГГК СССР проводились систематические поиски и исследования нижнемеловых медистых песчаников в пределах всей Южно-Таджикской депрессии. При этом было установлено около 200 выходов медистых песчаников. Они испытывают возрастное скольжение, в целом все более омолаживаясь по мере движения вдоль Южно-Тяньшаньского пояса в северо-восточном направлении. В Южно-Таджикской депрессии возраст их изменяется от валанжин-готеривского через баррем-аптский до альб-туронского, в Южной Фергане они относятся к границе нижнего и верхнего мела и к низам верхнего, а в Синьцзяне имеют возраст от верхнемелового до палеогенового включительно.

Такое возрастное скольжение можно увязать с тем, что медистые песчаники, образовавшиеся в наземных условиях вблизи берегов меловых лагун и морей и частью в прибрежных отложениях последних, в ходе чередования трансгрессий и регрессий мелового бассейна, располагавшегося на юго-западе, с каждой новой трансгрессией, захватывавшей все более севе-

ро-восточные районы, отлагались северо-восточнее предыдущих пунктов их распространения в более молодых горизонтах.

В фациальном отношении медистые породы разделяются на пять типов.

1. Равниннодолинные русловые медистые песчаники (хр. Бабатаг и др.).

2. Равниннодолинные болотные меденосные глины и алевролиты (Яван).

3. Подводнодельтовые меденосные песчаники и алевролиты.

4. Реже известняки, залегающие среди лагунных глин (Восточный Яван, р. Тогбай в Юго-Восточной Фергане).

5. То же среди морских (мелкозаливные, частью волноприбойные меденосные мергели и известняки).

Содержание меди в меденосных породах колеблется в широких пределах — от сотых долей до 2—3%, иногда более. Их мощности варьируют от первых десятых долей до 7—10 *м*. Помимо меди в меденосных отложениях встречается целый ряд сопутствующих элементов: серебро, кобальт, молибден и другие элементы, находящиеся в отдельных пунктах в относительно высоких концентрациях.

Генезис рассматриваемых медистых песчаников не является в достаточной мере установленным вследствие еще малой их изученности. Авторы считают, что проявления медистых песчаников являются сингенетично-эпигенетичными. Вначале в рудных пачках возникли незначительные концентрации меди и парагенных с ней элементов (серебро, молибден и др.). Затем происходило выщелачивание, эпигенетическое переотложение и дополнительная концентрация рудных элементов подземными водами (нисходящими — нефтяными и др.), восходящими, циркулировавшими по трещинам и отлагавшими руды в пористых, главным образом песчаных породах.

Приводятся рекомендации для дальнейшего изучения Южно-Тяньшаньского мелового меденосного пояса.

X. МЕТАЛЛОГЕНИЯ ДРУГИХ ЭЛЕМЕНТОВ

УДК 553.498 (575) (042.2)

В. А. Хорват
(САИГИМС)

РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ ВИСМУТОНОСНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СРЕДНЕЙ АЗИИ И НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИХ РАЗМЕЩЕНИЯ

1. Висмут — характерный элемент рудоносных областей Средней Азии. Это было подчеркнуто И. Г. Магакьяном, В. А. Хорватом, М. С. Сахаровой и Г. И. Ратниковой, К. Л. Бабаевым и В. А. Хорватом, описывавшими регион как специфичную висмутовую провинцию.

2. В Средней Азии имеют место следующие висмутоносные месторождения: а) собственно висмутовые, где висмут является главным полезным компонентом; б) комплексные, в которых висмут играет второстепенную роль; в) висмутсодержащие, характеризующиеся рассеиванием металла. В основу систематики каждого из трех типов висмутоносных месторождений положен формационный принцип. По ассоциациям главных металлов и способу рудообразования определены группы рудных формаций. Внутри групп рудные формации выделяются по ведущим продуктивным минеральным ассоциациям, возникшим в одну или несколько стадий минералообразования, в сочетании с характерным дорудным парагенезисом.

3. К собственно висмутовым, определяющим металлогенический облик Средней Азии как висмутовой провинции, относятся жильно-метасоматические месторождения мышьяково-висмутовой и медно-висмутовой групп рудных формаций и жильные месторождения висмутовой группы. Отмечаются следующие ведущие формации: кварц-шеелит-пирротин-висмутиновая или — в других районах — кварц-висмутин-пирротин - халькопиритовая, кварц - висмутин - арсенопиритовая (мышьяково-висмутовая группа: Чаткал, Талас); кварц-висмутин-халькопиритовая или кварц-турмалин-висмутин-халькопиритовая, кварц-висмутин-халькопирит-галенит-сфалеритовая (медно-висмутовая группа: Чаткал, Карамазар, Кастек); кварц-висмутиновая иногда с теллуридами висмута вместо висмутина, кварц-флюорит-висмутиновая (висмутовая группа: Чаткал, Карамазар, Заилийский Ала-Тау, Центральный Памир).

4. Рудные формации в пределах групп часто являются генетически родственными (Р. М. Константинов); висмутовая минерализация, парагенерируя с минерализацией железа,

вольфрама, мышьяка, меди, свинца и цинка, золота, никеля, кобальта, серебра, составляет звенья определенного этапа минералообразования. Пространственное совмещение в пределах некоторых месторождений, рудных участков и даже рудных тел висмутовых и других минеральных ассоциаций, каждая из которых в этом же районе в сходной геологической обстановке определяет самостоятельную формацию, приводит к образованию висмутокомплексных месторождений, относящихся к сложным рудным формациям (на висмуто-железорудных проявлениях Карамазара совмещены скарново-магнетитовая и висмутин-арсенопиритовая формации).

5. Максимальные концентрации висмутового оруденения возникают в средние и конечные этапы развития подвижной зоны в каледонский и особенно герцинский тектоно-магматические циклы. Альпийское эндогенное висмутовое оруденение (висмутовые жильные формации) известно на Памире. Для собственно висмутовых месторождений характерна приуроченность к областям эпикаледонских внутренних прогибов нижнепалеозойского складчатого основания с явлениями герцинской активизации (Северный Тянь-Шань), позднегерцинским геоантиклинальным зонам с развитием разломов глубокого заложения, малых интрузий гранитоид-порфировой и дайковой формаций, областям глубинных межзональных разломов (Южный Тянь-Шань). Висмутовая минерализация локализуется в рудных поясах локального значения; размещение оруденения внутри поясов контролируется структурным (трещины оперения крупных длительно развивавшихся разломов, кольцевые мульды проседания) и литологическим (силикатная среда с повышенными содержаниями железа и магния) факторами.

УДК 553.498(574-13)(042.2)

В. В. Овчинников
(Управление геологии Киргизской ССР)

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВИСМУТОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ЗАПАДНОГО ОКОНЧАНИЯ ЗАИЛИЙСКОГО АЛА-ТАУ

Характеризуемый район расположен в пределах юго-западного обрамления Илийской ветви Джунгарского верхнепалеозойского компенсационного прогиба. Наиболее примечательными чертами его геологического строения является: 1) блоковое строение, обусловленное пересечением разломов

северо-западного, субширотного и северо-восточного простираний; 2) вулканогенный характер преимущественно наземных средне- и верхнепалеозойских отложений; 3) широкое распространение интрузивных пород различных возрастных комплексов; 4) насыщенность проявлениями и месторождениями различных металлов.

Проявления висмутовой минерализации тесно связаны с формированием вулкано-плутонического комплекса верхнепалеозойского возраста. Комплекс подразделен на три фазы: I — покровы базальтов и их комагматы (габбро-диабазы, андезиты, диориты); II — покровы кварцевых порфиров и фельзитов и их туфы; экструзии кварцевых порфиров и фельзитов; среди пород цоколя — дайки и штоки фельзита, кварцевого порфира и лейкократового мелкозернистого гранита; III — этмолитообразные тела, дайки, штоки последовательного ряда пород: черные кварцевые сиенит-порфиры, бурые кварцевые сиенит-порфиры, граносиениты и граносиенит-порфиры, лейкократовые граниты и гранит-порфиры. В экструзивных телах и субэффузивных дайках характер контактовых взаимоотношений кварцевых порфиров, фельзитов и кварцевых сиенит-порфиров свидетельствует о их близко одновременном внедрении в указанном выше порядке.

Размещение пород комплекса контролируется крупной палеовулканической структурой в виде кольцеобразной кальдеры опускания площадью около 300 *км*^{2}. В настоящее время четко реконструируются: 1) кольцевой разлом, залеченный дайковыми телами второй и третьей фаз комплекса; 2) центральное жерло, заполненное экструзиями второй фазы и прорванное интрузивными телами третьей фазы комплекса; 3) система радиальных даек, образующих перемычки между интрузией в центральном жерле и внешним кольцом кальдеры. Центральное жерло приурочено к месту пересечения глубинного разлома СЗ простирания разломом субширотного простирания.

Описанная вулканическая структура глубоко эродирована; в настоящее время эффузивы сохранились только вблизи центрального жерла и некоторых радиальных даек, т. е. в наиболее опущенных участках кальдеры. Вдоль кольцевой дайки амплитуда опускания превышает 200—300 *м*.

Проявления гидротермальной минерализации, связанные с верхнепалеозойским вулкано-плутоническим комплексом, объединяются в две разновозрастные группы. Начало формирования первой совпадает с моментом завершения эффузивных процессов. Непосредственными носителями гидротермальных растворов являлись фельзитовые штоки, практически повсеместно серицитизированные и турмалинизированные. Отделе-

ние летучих сопровождалось взрывами, превращавшими фельзитовые тела в брекчии, сцементированные кварц-турмалиновым жильным материалом. Вкрапленная, прожилково-вкрапленная полиметаллическая минерализация во многих местах наложена и на субэффузивные дайки кварцевого порфира. Контактово-метасоматические, пневматолитово-гидротермальные и гидротермальные проявления минерализации второй группы связаны со штоками субщелочных лейкократовых гранитов третьей фазы комплекса.

В ходе формирования проявлений первой группы отчетливо намечается три последовательных этапа гидротермальных процессов, развивавшихся при прогрессивном спаде температур и изменении металлоносности растворов.

1. Сульфидно-кварц-турмалиновый этап — штокверки, минерализованные брекчии, жилы. Фациальные видоизменения продуктов — от высокотемпературных жил до турмалинсодержащих серицитовых вторичных кварцитов. Металлоносность связана с заключительными стадиями процесса — вольфрам, медь, висмут, молибден, золото, мышьяк, железо (пирит), редко олово.

2. Гематит-сульфидно-кварц-карбонатный этап — жилы, зоны. В зависимости от глубины формирования в широких пределах меняются соотношения рудных и жильных минералов. В рудах обычны свинец, медь, висмут, золото, серебро, кобальт, сурьма, мышьяк, марганец (за счет карбонатов); с ранними стадиями связаны вольфрам и молибден; очевидно с поздними — ртуть (киноварь).

3. Сульфидно-кварц-карбонат-серицитовый этап — жилы, зоны, преимущественно метасоматического характера. В жилах широко меняются соотношения кварца с карбонатом, количество сульфидов и их соотношения между собой. Обычны свинец, цинк, реже медь, золото и серебро.

Висмутовые проявления первой возрастной группы четко подразделяются на редкометально-висмутовый и висмутово-полиметаллический типы. Проявления редкометально-висмутового типа по минералого-геохимическим признакам очень похожи на висмутоносные жилы месторождения Тасна в Боливии.

Вторая возрастная группа проявлений гидротермальной минерализации подробно не рассматривается. Повышенные концентрации висмута связаны с контактово-метасоматическими, пневматолитово-гидротермальными и средненизкотемпературными жильными образованиями.

Сопоставляя указанные разновозрастные группы гидротер-

мальных проявлений необходимо подчеркнуть их нижеследующие отличительные особенности:

Для первой группы: 1) наличие бора (шерл) в качестве активного минерализатора; флюорит отмечен лишь в заключительных стадиях минерализации третьего этапа; 2) «многосульфидный» характер зон (сульфиды составляют десятки процентов в объеме зон); 3) преобладание карбонатов над кварцем в большинстве жил или их соизмеримые количества; 4) повышенные количества кобальта и марганца; 5) тесная связь во времени с заключительными этапами процессов эффузивного вулканизма и в пространстве — с подводящими каналами, выполненными фельзитами.

Для второй группы: 1) наличие фтора в качестве активного минерализатора; 2) «малосульфидный» характер зон, жил; 3) резкое преобладание кварца над карбонатами; 4) тесная связь с гипобиссальными штоками субщелочных лейкократовых гранитов и контролирующими их разломами.

Металлогеническая специфика района определяется в первую очередь широким распространением гидротермальных проявлений первой возрастной группы. Они закономерно располагаются по отношению к описанной выше кальдере, образуя две группы рудных полей: а) в пределах кальдеры опускания; б) с внешней стороны кальдеры опускания. Рудные поля группы «а» приурочены к выходам на дневную поверхность пород цоколя вулканической структуры (Бешекинское, Кара-Булакское, Ташкоринское). В пределах полей зоны и жилы группируются вокруг фельзитовых штоков и турмалинизированных трубок взрыва, а также в зонах нарушений их вмещающих. Рудные поля группы «б» контролируются зонами крупных нарушений, примыкающих к кольцевой дайке. Примечательно, что все проявления минерализации редкометально-висмутового типа установлены только в рудных полях группы «а», ближе к центральному жерлу.

Реконструкция условий формирования описанных рудных полей показывает, что процессы рудообразования происходили в тесной связи с заключительными этапами вулканических извержений на небольших глубинах от дневной поверхности, под покровом пород эффузивной фации комплекса, мощность которого едва ли превышала 500—800 *м*. Наземные покровы служили своего рода экраном; процессы минерализации накладывались лишь на нижние горизонты разреза и не наблюдаются в верхних. Такими условиями образования объясняются резкие изменения в минералогическом составе жил, совместное нахождение в них высоко- и низкотемпературных ассоциаций минералов, многостадийность процессов рудообразования.

По совокупности признаков охарактеризованный район подобен многим эпитермальным рудным районам, связанным с процессами наземного эффузивного вулканизма, известным прежде всего в пределах тихоокеанских вулканических дуг. Новые представления о металлогенической специфике района позволяют переоценить перспективы многих типов рудопроявлений, известных в его пределах.

УДК 553.4 (042.2)

Л. Н. Леонтьев, А. Н. Леонтьев, Ю. Е. Баранов
(ИМГРЭ)

ЗАДАЧИ И ОБЪЕКТЫ РЕДКОМЕТАЛЬНОЙ МЕТАЛЛОГЕНИИ КАК СПЕЦИАЛЬНОГО МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОГО НАПРАВЛЕНИЯ

Необходимость разработки редкометальной металлогении как специального металлогенического направления обусловливается различием объектов общей и редкометальной металлогении и возможностью специализировать методический подход к изучению последней.

Традиционными объектами общей (во всяком случае, эндогенной) металлогении являются геосинклинали и платформы. При изучении геосинклиналей не всегда достаточно учитывается полицикличное, прерывистое или аномальное развитие большинства из них, а также то, что их магматизм (в т. ч. продуктивные граниты) преимущественно связан со специфическими этапами эпигеосинклинального орогенного развития складчатых систем, являясь в это время в той или иной мере наложенным и автономным.

Редкометальная металлогения, согласно предлагаемой концепции, имеет дело с непрерывным рядом подвижных поясов— от геосинклинальных до автономных орогенных — и во всех этих случаях концентрирует внимание исследователей на поясах полициклического развития, связанного с периодической активизацией стабильных платформенных или консолидированных складчатых структур. Вопрос о типе подвижных поясов, концентрирующих в себе редкометальные (Ta, Nb, Li, Cs, Kb, W, Mo, Sn, Bt и др.) месторождения, является составной частью более общей проблемы классификации подвижных поясов. Проблема эта имеет аспекты: структурно-тектонический, формационный и металлогенический. Определяемая этими аспектами совокупность свойств конкретного рудного пояса соответствует понятию парагенез свойств.

Основной контроль распределения редкометальных рудных площадей в подвижных поясах осуществляется, с одной стороны, унаследованными структурами сквозного геоантиклинального развития и, с другой,— наложенной разрывной и блоковой тектоникой, одновозрастной металлоносным формациям. Черты унаследованности в распределении редкометального оруденения проявляются не только в геосинклинальных системах на этапе эпигеосинклинального орогенного развития, но и во всем ряду подвижных поясов с нарастающей степенью автономности — в «возрожденных», «вторичных», «эпикратонных» геосинклиналях с вырожденными признаками собственно геосинклинального развития и гипертрофированным орогенным этапом, в автономных орогенных поясах на параплатформах и в автономных возобновляющихся орогенных поясах на стабильных древних платформах.

В указанном ряду намечается закономерное изменение списочного состава и фациального облика типовых интрузивных формаций (в т. ч. редкометаллоносных) с соответственным изменением типового набора редкометальных месторождений. Металлогеническая поясовая зональность на территории отдельно взятого подвижного пояса имеет, как минимум, две причины: а) избирательное поясовое распределение различных металлоносных формаций в определенных его секторах или структурных зонах и б) крупноплощадная рудно-петрографическая зональность в строении одной металлоносной формации в соответствии с ее наложенностью на ряд смежных структурных зон. Одну из частных проблем при металлогеническом анализе составляет причина параллельного возникновения редкометальных пегматитов, редкометальных гидротермалитов и пр. в связи с одной и той же гранитовой формацией. Основное направление анализа должно заключаться в корреляции соизмеримых между собой элементов конкретной структуры, конкретной же металлоносной формации и связанного с последней рудного комплекса.

УДК 553.4:552.321.1 (575) (042.2)

Г. Б. Мелентьев, Н. А. Акелин
(ИМГРЭ)

ПРОСТРАНСТВЕННО-ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ДИФФЕРЕНЦИАТОВ ГРАНИТОИДОВ В НЕКОТОРЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ СРЕДНЕЙ АЗИИ И ПРИНЦИПЫ ЕЕ ИЗУЧЕНИЯ

1. Изучение пространственно-генетической зональности — по мере удаления от материнского источника — в месторождениях редкометальных гранитных пегматитов и близких к ним по минералого-геохимическому парагенезису редкометальных фациях гранитов продолжает и развивает традиционные исследования зональности по мощности и восстанию рудных тел рассматриваемых типов. Анализ литературных данных свидетельствует о слишком общем, оторванном от конкретной геолого-структурной обстановки и топоосновы месторождений, описании проявлений пространственной зональности, об отсутствии единых принципов в ее изучении и оценке масштабности явления, что приводит нередко к противоречивым научным и практическим выводам. Очевидна назревшая необходимость создания на примере типовых, хорошо обнаженных объектов своеобразной «шкалы минералого-геохимической индикации», базирующейся на гипсометрической и геолого-структурной основе, для предварительной оценки новых редкометальных проявлений и месторождений в плохо обнаженных районах. Исследования в этом направлении проливают свет на многие дискуссионные вопросы генезиса редкометальных пегматитов и гранитов, как правило, возникающие на ранних стадиях их изучения в условиях плохой обнаженности объектов.

2. В качестве предварительных исследований проведено комплексное изучение некоторых редкометальных месторождений Средней Азии, характеризующихся четко проявленной пространственно-генетической зональностью по восстанию жильных серий и составляющих их отдельных жил, с учетом условий их залегания, направленности и путей внедрения исходных рудоносных субстратов, химико-минералогического состава материнских интрузий и разницы гипсометрических уровней обнажений в пределах каждого объекта. Изучались поля и серии редкометальных пегматитовых тел микроклин-сподумен-альбитового типа с мусковитом (в интервале 300 и 700 *м* относит. превышений), их аналоги—микроклин-петалит-альбитовые пегматиты с мусковитом (в интервале 200—250 *м*

относит. превышений), жильные серии лепидолит-альбитового типа (150 и 250 *м*) и развитые ниже последних в пределах того же месторождения альбитовые и мусковит-альбитовые фации мусковитовых гранитов (300 *м*).

3. Установлено закономерное изменение в указанных интервалах по восстанию жильных серий и отдельных жил суммарного объема рудной массы (в сторону его уменьшения), типов жил или слагающих их минеральных комплексов, выделявшихся по принципу преобладания главных породообразующих минералов, структурно-текстурных особенностей, акцессорной специализации рудных тел и их химического состава, а также выявлена преемственная зависимость последнего от материнских интрузий.

На примере одного и того же месторождения подтверждена известная эмпирическая закономерность: в случае интенсивного развития редкометальных фаций в прикровельной части гранитных интрузий жильные тела редкометальных пегматитов практически отсутствуют и наоборот. При равноценном развитии тех и других редкометальных дифференциатов оруденение рассредотачивается, а степень удаленности жильной серии от выходов материнских гранитов уменьшается до первых сотен метров.

4. Общей тенденцией изменения минерального состава жил по восстанию образуемых ими серий является уменьшение породообразующей роли плагиоклаза к средним горизонтам, а калиевого полевого шпата и видимых макроскопически минералов Li — сподумена и петалита — к верхним, при одновременном увеличении количества альбита, слюд (мусковита и лепидолита) и свободного кремнезема, вплоть до развития жил и прожилков силекситов. В верхних горизонтах жильных серий и отдельных жил вместо алюмосиликатов Li развит мелковкрапленный амблигонит — монтебразит, с которым ассоциирует микролит; в литиевослюдистых сериях изменяется соотношение колумбит-танталита и касситерита в пользу последнего и т. д.

Вариации процентного содержания главных минералообразующих компонентов выражены менее контрастно, однако минералогический анализ даже в этом случае свидетельствует о появлении в жилах с удалением от материнского источника качественно новых парагенетических ассоциаций элементов и, следовательно, минеральных форм их концентрации. Наиболее чувствительными индикаторами степени удаленности редкометальных дифференциатов от материнского источника являются такие отношения, как $\frac{Fe''}{Fe'''}$; $\frac{\Sigma Fe}{Mn}$; $\frac{Ta}{Nb}$; k/Cs и др.

5. В целом верхние горизонты жил и образуемых ими серий наиболее обогащены фтором, водой, фосфором, ассоциирующими с литием. В соответствии с указанной тенденцией изменения химико-минералогического состава жил наблюдается и закономерное изменение характера и степени их дифференциации: если для нижних горизонтов, в основном микроклин-плагиоклазовых, характерна дифференциация на минеральные комплексы и реже зоны, то для средних микроклин-сподумен-альбитовых и микроклин-петалит-альбитовых горизонтов — четкая зональность, а для литиевослюдистых жил — зональность, осложненная ритмичной полосчатостью; верхние горизонты пегматитовых жил, особенно лепидолит-альбитовых, и слюдистых апофиз гранитных интрузий чаще всего характеризуются ритмичной полосчатостью. В то же время морфология жильных тел, характер их контактов с вмещающими породами, слабая степень изменения последних и наличие повернутых, мало измененных ксенолитов в рудных телах свидетельствуют об их интрузивном происхождении. Очевидно, что рассматриваемым образованиям, особенно в случае их малой мощности и одноактного внедрения, нельзя приписывать исключительно метасоматический генезис — как наложенный извне, так и порожденный процессом кристаллизационной дифференциации. Максимальная концентрация F, воды, P в ассоциации с литием, известных как эффективные «плавни» алюмосиликатных систем, в наибольшем удалении от источника пегматитообразующих расплавов-растворов свидетельствует о возможности их накопления на передовом фронте внедрения трещинных гранитных интрузий, вслед за перепадом давления. Более высокие локальные концентрации этих элементов, согласно новейшим экспериментальным данным, могут обусловить расслоение интрудирующих расплавов-растворов, зафиксированное температурной закалкой в ритмично-полосчатых текстурах редкометальных дифференциатов.

Следовательно, различия и вместе с тем преемственность химико-минералогического состава редкометальных дифференциатов гранитоидов, а также закономерное изменение этого состава и их структурно-текстурных особенностей с удалением от материнского источника могут быть в значительной степени обусловлены дифференциацией исходных магматических систем в процессе внедрения.

УДК 551.24:553.4 (042.2)

К. Л. Волочкович
(ИМГРЭ)

ГЕОАНТИКЛИНАЛЬНЫЕ ПОДНЯТИЯ КАК ГЛУБИННЫЕ СТРУКТУРЫ, КОНТРОЛИРУЮЩИЕ РЕДКОМЕТАЛЬНЫЕ ЗОНЫ

Разработка проблем металлогенического районирования неразрывно связана с исследованиями в области тектонического анализа, при котором ведущее значение приобретает вопрос типизации тектонических элементов складчатых областей по типу развития и, как следствие, по своей «металлогенической значимости».

Полученные данные по исследованию области палеозоид с моноцикличным планом геосинклинального развития (районы Горного Алтая, Вост. Казахстана, Чингиз-Тарбагатая, части Южного Тянь-Шаня) позволяют считать, что для металлогенического районирования в областях подобного строения ведущее значение имеет не столько стадия геосинклинального развития области в целом (ранняя, средняя, конечная, по Ю. А. Билибину), сколько тип входящих в ее состав глубинных длительно развивающихся структур. Устанавливается, что редкометальные металлогенические зоны пространственно связаны лишь с геоантиклинальными поднятиями. Под последними понимаются поднятия, возникшие из геоантиклинали и являющиеся ее конечной формой. Контуры геоантиклинальных поднятий определяются ореолом орогенных геоантиклинальных формаций, а границы их фиксируются зонами шовных разломов, с которыми сопряжены шовные антиклинали и прогибы. Орогенные геоантиклинальные формации по периферии поднятия сменяются синхронными им геосинклинальными формациями, т. е. устанавливается тесная связь в развитии поднятия и сопряженного с ним прогиба. В связи с последним обстоятельством поднятия не могут рассматриваться как области более древней (в нашем случае — каледонской) складчатости. Геоантиклинальные поднятия формируются как в начальный период геосинклинального развития области («ранние» геоантиклинали), так и в более поздний период («поздние» геоантиклинали). К «ранним» геоантиклиналям мы относим «внутренние каледониды» и «срединные массивы» II-го рода по М. В. Муратову и Д. С. Кизивальтеру. В строении геоантиклинальных поднятий принимает участие нижний структурный ярус, сложенный комплексом геосинклинальных формаций, накопившихся еще до образования геоантиклиналей; средний структурный ярус, сложенный комплексом оро-

генных геоантиклинальных формаций; верхний структурный ярус, сложенный комплексом орогенных эпигеосинклинальных формаций; платформенный чехол. Границы нижнего и среднего структурных ярусов резкие, среднего и верхнего — нечеткие. Каждому структурному ярусу свойственен свой план пликативных дислокаций и степень метаморфизма, повышающаяся от верхнего яруса к нижнему. Магматические формации геоантиклинальных поднятий отличаются от синхронных формаций смежных зон геосинклинальных прогибов более кислым составом интрузий и вулканических образований, повышенной редкометальной металлогенической активностью. Последняя возрастает в заключительный эпигеосинклинальный этап развития геосинклинальной системы в целом. При типизации геоантиклиналей учитывается не только время их формирования, но и преобладающий состав слагающих их формаций, в той или иной мере отражающий степень тектонической подвижности поднятий. Исходя из этого в пределах рассматриваемого региона можно выделить: а) слабоподвижные «терригенные» геоантиклинальные поднятия («ранние»—Талицко-Монголо-Алтайское, «поздние» — Прииртышское, Туркестанское), с преобладающим развитием терригенных осадочных формаций, интрузий гранитоидного ряда, слабопроявленным, преимущественно кислым вулканизмом; б) более мобильные «терригенно-вулканогенные» («раннее» —Аркалыкское; «позднее» — Восточно-Алайское) с более интенсивным вулканизмом; в) весьма мобильные «вулканогенные» («позднее»—Ащису-Тарбагатайское). Поднятия имеют, как правило, асимметричное строение, и могут по простиранию переходить в другой тип. Особенности минерализации в редкометальных зонах и ее интенсивность определяются типом геоантиклинальных поднятий. «Терригенные» поднятия благоприятны для локализации минерализации, связанной с пегматитами (Li, Ta, Nb, Cs, Bi и др.) и гидротермалитами (Mo, W, Bi, Sn и др.); «терригенно-вулканогенные» — для размещения редкоземельной минерализации, связанной с щелочными гранитами и в меньшей мере с гидротермалитами (Mo, W и др.); «вулканогенные» — мало перспективны на редкие элементы, связанные с гранитами. В окружающих поднятия прогибах практически не устанавливается редкометальной минерализации, связанной с гранитами. Исключение составляют отдельные антиклинальные поднятия, преимущественно в прогибах миогеосинклинального типа, где подобная минерализация прослеживается.

Редкометальная металлогеническая специализация является следствием эндогенных процессов в «корнях» геоантиклинальных зон, предопределяющих их развитие на протяже-

нии целых периодов и формирование в них специализированных на редкие элементы магматических формаций.

Данные структуры имеют глубинный характер; выявление их и типизация необходимы при мелкомасштабном металлогеническом районировании.

УДК 553.4:552.323:552.5(042.2)

Ю. Е. Баранов, Л. А. Игнатьева
(ИМГРЭ)

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ РЕДКОМЕТАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЯХ

Для вулканогенно-осадочных формаций характерен широкий комплекс рудообразующих редких элементов.

Ряд крупных месторождений германиевых, бериллиевых и селеновых руд на западе США связаны с континентальными вулканогенно-осадочными формациями. Подобного типа месторождения имеются и на территории СССР. Поэтому выявление закономерностей размещения и изучение этих месторождений и концентраций является в настоящее время первоочередной задачей.

Для месторождений и рудных концентраций этих весьма различных геохимических элементов характерны весьма разнообразные формы генетической связи с вулканизмом, состав руд и тип рудных тел. Однако намечаются некоторые общие закономерности, характерные для этой группы месторождений и рудных концентраций в целом.

Такими закономерностями являются:

1. Приуроченность к зонам долго живущих поперечных структур, секущих складчатые пояса. Последние обычно подчеркнуты периклинальными замыканиями крупных антиклинориев, участками резких виргаций складчатости, поперечными шовными структурами, долго живущими поперечными глубинными разломами.

2. Чаще всего эти месторождения образуются в периферических частях субаэральных вулканогенно-осадочных формациях, замыкающих крупные тектоно-магматические циклы. Они приурочены здесь к участкам с аномальными разрезами, для которых характерны: а) уменьшение мощности разреза формаций; б) преобладание вулканогенно-кластических разностей над эффузивами; в) наличие пород смешанного

вулканогенно-осадочного типа и типично осадочных пород (диатомитов, углей, кремнистых и карбонатных прослоев).

3. Характерен широкий парагенезис элементов, не встречающихся в чисто гидротермальных или чисто осадочных месторождениях. Нередко в пределах одного района в породах близкого фациального и петрографического облика тесно ассоциируют концентрации элементов, обладающих существенно различными геохимическими свойствами и принадлежащих к различным геохимическим группам (халькофильной, сидерофильной и литофильной): например, уран, молибден, ниобий — в углях запада США; стронций, галий, скандий, фтор и др.— на диатомитовом месторождении Кисатибы (Кавказ); вольфрам, ниобий, марганец, литий и др.— в углистых породах и туфах некоторых месторождений Дальнего Востока.

С другой стороны, одни и те же элементы нередко концентрируются в различных литолого-петрографических образованиях и в парагенезисе с различными элементами. Так, редкие земли в некоторых районах концентрируются в прожилково-вкрапленных метасоматических рудах, в окремненном горизонте туфобрекчий, в туфодиатомитах, в углистых породах. Поэтому при изучении месторождений подобного типа очень важен литолого-фациальный контроль.

Так с наиболее экзогенной частью формации связано диатомитовое месторождение, детальное литологическое изучение которого позволило выявить здесь редкометальные минералы, которые концентрируются в верхней наиболее вулканогенной части разреза и приурочены к определенным типам пород. К наиболее эндогенной части формации приурочено железорудно-фосфатное месторождение. Наибольшие концентрации редких элементов связаны здесь с последней прожилково-вкрапленной фазой оруденения, развивавшейся в щелочной среде.

Промежуточные положения в формационном профиле занимает другое диатомитовое месторождение. Редкие элементы здесь также приурочены к определенному литологическому горизонту туфобрекчий, вторично замещенных гелевидным кремнеземом.

Таким образом, при прогнозировании и поисках редкометальных месторождений вулканогенно-осадочных формаций должны учитываться и использоваться четко проявляющаяся взаимосвязь и соподчинение геотектонических, формационных литолого-петрографических геохимических прогнозных и поисковых критериев.

УДК 553.064:551.70(042.2)

Н. А. Солодов, Д. А. Захаровский
(ИМГРЭ)

О РАСПРЕДЕЛЕНИИ ПЕГМАТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВО ВРЕМЕНИ

1. Обобщение материалов по возрасту пегматитовых месторождений как СССР, так и зарубежных стран показывает, что 72—90% всех запасов лития, рубидия, цезия, тантала, ниобия и некоторых других элементов приходится на пегматиты докембрийского возраста, 10—20% их связано с палеозойскими пегматитами и только 1—10% — с мезо-кайнозойскими.

Наблюдается определенная симбатная зависимость между геологическим возрастом и максимальным размером месторождений (если сравнивать между собой разновозрастные однотипные месторождения).

2. Самые крупные и высококачественные пегматитовые месторождения не только редких металлов, но и слюды, а также пьезокварца имеют древний возраст.

3. Количество жильной массы, наоборот, увеличивается от докембрийских пегматитов к палеозойским и мезо-кайнозойским, что особенно резко проявляется в расчете на 100 млн. лет каждой эры.

4. Уменьшение масштаба месторождений и размеров жил при увеличении общего объема жильной массы, понижение степени дифференциации пегматитовых тел, ухудшение качества руд и другие отчетливые изменения пегматитов в разрезе геологического времени однозначно указывают на то, что процесс становления древних гранитов, регенерирующих пегматитовые расплавы-растворы, протекал в более спокойных условиях и более длительное время, вызревание пегматитовых очагов достигало более высокой степени, и сами древние пегматиты формировались в гораздо более спокойной тектонической обстановке. Наоборот, молодые граниты, равно как и вмещающие их породы, в целом гораздо чаще подвергались тектоническому воздействию. Это приводило к образованию большого количества трещин, но к меньшему их размеру и заполнению этих полостей пегматитовыми расплавами, менее вызревшими, т. е. менее богатыми в отношении редких элементов.

5. Выявленную закономерность можно использовать как самый общий поисковый признак первого порядка на пегматиты всех промышленных категорий (слюдоносных, редкоме-

тальных, пьезооптических). При этом описанная зависимость вовсе не исключает обнаружения пегматитовых месторождений молодого возраста. Однако с древним магматизмом вероятнее выявление месторождений более крупного размера и более высокого качества.

УДК 553.4:553.064 (235.211) (042.2)

Л. Н. Россовский
(СНИИГГИМС)

ПАМИРСКО-ГИНДУКУШСКАЯ РЕДКОМЕТАЛЬНАЯ ПЕГМАТИТОВАЯ ПРОВИНЦИЯ

1. Памирско-Гиндукушская редкометальная провинция прослеживается с юго-востока на северо-запад в хребтах Кара-Корум и Кунь-Лунь (Северо-Западный Китай и Кашмир), далее охватывает системы хребтов Южного Памира (СССР) и Центральную часть Гиндукуша (Афганистан, Западный Пакистан) и затем продолжается на запад и юго-запад в системе хребтов Гиндукуша (Афганистан).

Провинция расположена в пределах мезо-кайнозойской складчатой области Кара-Корума (Центрально-Азиатская часть Тетиса).

На территории провинции установлены Южно-Памирский (СССР), Рушанский (СССР, Афганистан), Гиндукушский и Кунарский (Афганистан), Кунь-Луньский (С.-З. Китай), Кара-Корумский (С.-З. Китай, Кашмир) редкометальные пегматитовые пояса.

Расположение пегматитовых поясов кулисообразное, а простирание их совпадает с направлением главных складчатых структур. Протяженность пегматитовых поясов измеряется первыми сотнями километров. Общая протяженность провинции составляет более 2000 *км* и ширина — 200—300 *км*.

2. Основная закономерность в пространственном размещении главных пегматитовых поясов в пределах провинции заключается в том, что они располагаются по периферии жестких срединных массивов глубокометаморфизованных докембрийских пород (Ваханская серия, Кабульская серия, осевая часть Кара-Корума), находящихся среди более молодых песчано-сланцевых и известняковых отложений пермо-триасового, юрского и мелового возрастов.

Закономерности размещения пегматитовых полей в пределах пегматитовых поясов определяются рядом фактором, сре-

ди которых важнейшую роль играют изгибы в простирании региональных структур, а следовательно, и пегматитовых поясов, структуры кровли, морфология апикальных участков гранитоидных массивов и эрозионный срез последних. Наиболее крупные и интенсивно минерализованные пегматитовые поля локализуются в местах изгиба простираний пегматитовых поясов.

3. Геологическое положение редкометальных пегматитов в пределах Памирско-Гиндукушской провинции контролируется двумя главными факторами: а) пространственной и генетической связью с массивами гранитов, б) глубиной формирования редкометальных пегматитов.

а) Основная масса редкометальных пегматитов провинции пространственно и генетически тесно связана с Памирско-Шугнанским комплексом нормальных биотитовых и двуслюдяных гранитов. Последние в виде гигантских межформационных пластообразных тел внедрились по региональным разломам типа надвигов между жесткими срединными массивами ультраметаморфических пород (подошва массивов) и обрамляющими их более молодыми отложениями (кровля массивов гранитов). Примерами подобных плутонов могут служить Памирско-Шугнанский массив в СССР, Гиндукушский и Кунарский в Афганистане и другие. Редкометальные пегматиты залегают только в кровле массивов гранитов. Возраст гранитов и пегматитов данного комплекса по геологическим данным и по определениям абсолютного возраста — верхнеюрский-нижнемеловой.

б) Глубина формирования редкометальных пегматитов Памирско-Гиндукушской провинции составляет 3—4 *км* и определяется совокупностью ряда признаков: 1) апикальные части массивов материнских гранитов, согласно общей классификации глубинности фаций Д. И. Горжевского и В. Н. Козеренко (1965), относятся к фации средних глубин (более глубинной); в более глубинных приподошвенных частях гранитных массивов, которые характеризуются особенностями абиссальной фации, редкометальные пегматиты не встречаются; 2) мощность песчано-сланцевых пород кровли пегматитоносных гранитных массивов в различных частях провинции составляет 3—5 *км;* 3) песчано-сланцевые породы, вмещающие редкометальные пегматитовые тела, относятся к метаморфической фации эпидотовых амфиболитов; среди пород других метаморфических фаций, в частности, среди ультраметаморфических пород — гнейсов и мигматитов, редкометальные пегматиты в пределах провинции не встречаются.

4. В Памирско-Гиндукушской провинции распространены

следующие разновидности редкометальных пегматитов: 1) мусковит-микроклиновые; 2) мусковит-альбитовые; 3) петалит-микроклиновые; 4) сподумен-альбитовые; 5) циматолит-альбитовые; 6) лепидолит-сподумен-альбитовые пегматиты. Подразделение пегматитов на отдельные рудоносные типы произведено по главным породообразующим и типоморфным минералам, является только региональным и отражает специфику Памирско-Гиндукушской провинции.

5. Памирско-Гиндукушская редкометальная пегматитовая провинция характеризуется четко проявленной геохимической специализацией. Редкометальные пегматиты провинции обогащены бериллием; значительно обогащены оловом; резко, но неравномерно, обогащены литием, танталом, бором, фтором; неравномерно обогащены цезием; обеднены рубидием, таллием, скандием.

В особенности обращает на себя внимание характерный парагенезис элементов литий-тантал-олово, свойственный только танталоносным, по А. И. Гинзбургу (1961), провинциям.

Наряду с общей геохимической специализацией всей Памирско-Гиндукушской провинции, наблюдается отчетливая зависимость геохимических особенностей пегматитовых поясов от условий формирования в них редкометальных пегматитов. Например, межформационный пегматитовый пояс Памирско-Шугнанского интрузива, вследствие формирования пегматитов в зоне регионального разлома типа надвига и потери летучих компонентов, резко обеднен фтором и, как следствие этого, цезием.

УДК [550+553.4] (574-13) (042.2)

Г. Н. Щерба, Н. П. Сенчило, А. В. Кудряшов, Б. В. Ершов
(Институт геологических наук АН Казахской ССР)

ГЕОЛОГИЯ И РЕДКОМЕТАЛЬНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ЮЖНОГО КАЗАХСТАНА

1. Южный Казахстан включает в себя несколько геологически разнородных регионов: северные отроги Тянь-Шаня, Чу—Балхаш—Илийский регион, Джунгарский Ала-Тау и части некоторых других регионов.

Эта своеобразная геологическая провинция достаточно интенсивно заражена редкими металлами.

2. Земная кора Южного Казахстана претерпела ступенчатое развитие.

Эволюция геосинклинальных систем осуществлялась в об-

щем по единой схеме: взламывание коры и заложение подвижных зон → формирование геосинклинального прогиба → инверсия → ороген → консолидация в платформу → повторная активизация.

Архей-протерозойская кора платформенного континентального типа была активизирована в палеозое, затем произошло наращивание структурных этажей и ярусов палеозоя и мезокайнозоя.

Главными чертами развития территории Южного Казахстана является возникновение полицикличных глубинных подвижных зон, сопровождающихся магматизацией.

3. Редкометальная минерализация самым тесным образом связана с историей геологического развития и ассоциирует с гранитными интрузиями определенных магматических комплексов и в меньшей мере с кислыми вулканитами.

Отчетлива связь редких металлов с интрузиями заключительных этапов развития каледонских подвижных зон. Так, к шатыркольскому комплексу приурочена медно-молибденовая минерализация. Жельтауский комплекс сопровождается собственно редкометальным оруденением кварцево-грейзеновой формации. Аналогичная связь присуща и для интрузий заключительных этапов формирования герцинских подвижных зон (центрально-джунгарский комплекс). Среди позднегерцинских интрузий в отношении рудоносности наиболее интересны интрузии лепсинского комплекса.

Не менее перспективны впервые выделенные авторами интрузии хоргосского комплекса предположительно мезозойских зон активизации, сопровождающиеся своеобразным набором редких металлов (Sn, Ta, Nb и др.)

4. На рассматриваемой территории в настоящее время известно около 800 пунктов проявления редких металлов, из которых более 330 являются собственно редкометальными. Последние относятся к ряду определенных рудных формаций.

Большое значение имеют формации класса грейзеновых месторождений с вольфрам-молибденовой минерализацией позднегерцинского возраста. Важность представляют мезозойские (?) формации: автометасоматическая формация амазонитизированных и альбитизированных гранитов, формация замещенных пегматитов и выделенная одним из авторов скарново-карбонатно-грейзеновая формация со специфической комплексной, в основном олово-тантал-ниобиевой минерализацией.

5. Основными структурами, контролирующими размещение редкометального оруденения, служат глубинные подвижные зоны, сопровождаемые процессами магматизма и минерализации (структурно-металлогенические зоны).

Выделены зоны по сумме разнообразных геологических и геофизических факторов.

6. Наиболее перспективные площади приурочены к участкам многократной активизации, к местам поворотов и пересечения или сопряжения зон различных направлений.

7. Выделяется 32 зоны и 21 рудный узел.

8. Намечаются перспективные площади I и II очереди. Участки I очереди занимают 4% от всей территории и 1,2% от открытой ее части, участки I и II очереди вместе — соответственно 24 и 7%.

УДК 553.4:552.33:551.24(235.216-13)(043)

Т. Н. Инфантопуло
(ИМГРЭ)

РЕДКОМЕТАЛЬНАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЩЕЛОЧНОГО КОМПЛЕКСА В РАЗЛИЧНЫХ СТРУКТУРНЫХ ЗОНАХ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

В настоящее время в пределах Туркестано-Алая насчитывается свыше 30 массивов щелочных пород. Эти массивы приурочены к трем разновозрастным структурно-фациальным зонам (по Н. М. Синицыну): а) к зоне высоких предгорий Алайского и Туркестанского хребтов, б) Зеравшанской и в) Сурметашской. Кроме того, в Сурметашской зоне выделено три подзоны (Г. С. Поршняков) — Джиптыкская, Ходжаачканская, Гульчинская.

К зоне высоких предгорий Алайского и Туркестанского хребтов приурочены массивы Куштутский, Саркендский, Качикалайский, Чекинды и др.; к Сурметашской зоне — Исфайрамский, Сурметашский (Джиптыкская подзона), Джилисуйский, Ходжаачканский, Кульпский (Ходжаачканская подзона); к Зеравшанской зоне — Матчинский, Герезский, Дара-и-Пиозский, Тутекский, Сабахский.

Интрузии щелочных пород прорывают в каждой из выделенных зон различные комплексы пород. Так, в зоне высоких предгорий эти интрузии прорывают в основном известняково-доломитовую толщу силура. В Сурметашской зоне вмещающими породами щелочных массивов являются терригенные отложения: глинистые сланцы, песчаники и конгломераты с очень подчиненным количеством прослоев известняков. Только в Джиптыкской подзоне известняки играют существенную роль. Возраст пород — верхний карбон — пермь.

В Зеравшанской зоне эти массивы прорывают сланцы, реже песчаники силура. Щелочные массивы выделенных зон ха-

рактеризуются различной степенью дифференциации, разными постмагматическими процессами и своим комплексом редких элементов.

Так, в массивах зон высоких предгорий выделяются породы двух фаз: 1 — габбро, монцониты и 2 — щелочные и нефелиновые сиениты. Характерным постмагматическим процессом является карбонатизация. Отмечаются повышенные содержания акцессорных минералов редких элементов.

Массивы Сурметашской и Зеравшанской зон образованы нефелиновыми и щелочными сиенитами, кварцевыми сиенитами, лейкократовыми (часто щелочными) гранитами. Эти породы часто альбитизированы и карбонатизированы. Во многих массивах также установлены повышенные содержания акцессорных минералов редких элементов.

УДК 553.064 (575) (042.2)

Н. В. Нечелюстов, Б. Ф. Зленко
(ИМГРЭ)

СРАВНИТЕЛЬНАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СКАРНОВО-РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ГЕРЦИНИД СРЕДНЕЙ АЗИИ

1. Различные металлогенические зоны герцинид Средней Азии, отличающиеся геологической историей, тектоническим режимом развития и присущими чертами магматизма, заключают особые типы минерализации, объединяющиеся в несколько формаций скарново-рудных месторождений. Месторождения каждой формации отличаются структурными и литологическими факторами размещения скарнов, положением среди них последующей продуктивной минерализации, внутренним строением скарновых залежей и составом преобладающих минеральных парагенезисов (см. таблицу).

При этом в раннегерцинских складчатых сооружениях (Зеравшанская и другие зоны) развиты преимущественно месторождения вольфрамовой формации; в среднегерцинских складчатых сооружениях (Чаткало-Нарынская и другие зоны) характерны небольшие по масштабу скарново-рудные месторождения железа, меди, молибдена, свинца и цинка; в позднегерцинских сооружениях (Каржантау-Кураминская зона) типичны крупные месторождения свинцово-цинковой формации.

2. Для месторождений железорудной и вольфрамовой формаций характерны предшествовавшие и сопровождавшие ору-

Таблица

Основные типы скарново-рудных месторождений Средней Азии

Формации	Типы месторождений	Наиболее характерные изменения скарнов
Железорудная	Магнетитовый	Гранатизация, пироксенизация
	Магнетито-висмутовый	Гранатизация, актинолитизация
Вольфрамовая	Шеелитовый	Гранатизация, уралитизация, карбонатизация
	Шеелито-молибденитовый	Уралитизация, фельдшпатизация, окварцевание
	Шеелито-касситеритовый	Уралитизация, фельдшпатизация, окварцевание
	Шеелито-пирротиновый	Окварцевание
	Шеелито-золоторудный	Карбонатизация, актинолитизация
Молибденовая	Молибденитовый	Фельдшпатизация, окварцевание
	Магнетит-халькопирит-молибденитовый	Гранатизация, амфиболизация (роговая обманка)
Свинцово-цинковая	Галенито-сфалеритовый	Гранатизация, пироксенизация, эпидотизация, уралитизация, актинолитизация, карбонатизация, окварцевание
	Галенито-сфалерито-магнетитовый	Гранатизация, уралитизация, кальцитизация
Медная	Халькопиритовый	Волластонитизация, серпентинизация (хлоритизация)
	Магнетит-халькопиритовый	Гранатизация, волластонитизация, серпентинизация (хлоритизация)

денение процессы переотложения пироксенов и гранатов с укрупнением их зерен, гранатизации скарнов и уралитизации пироксенов.

В рудном этапе формирования месторождений свинцово-цинковой, медной и молибденовой формаций проявлены две стадии сульфидного рудообразования: более ранняя накладывается на неразложенные скарны, а более поздняя — на скарны, претерпевшие интенсивное гистерогенное разложение. При этом скарны, вмещающие раннюю сульфидную минерализацию, также несут следы воздействия гидротермальных растворов (см. таблицу).

3. Изменения скарнов под влиянием рудообразующих гидротермальных растворов показывают, что процессы преобразования скарнов в месторождениях различных формаций имеют много общего. Отличие между ними заключается в том, что в месторождениях свинцово-цинковой, молибденовой и медной формаций широко проявлены как более, так и менее высокотемпературные изменения, сопутствующие рудоотложению, а в месторождениях железорудной и вольфрамовой формаций в основном проявлены только относительно высокотемпературные преобразования скарнов. Шеелитовое и магнетитовое оруденение, сопровождающееся разложением скарнов и образованием силикатов более низкотемпературного парагенезиса, в месторождениях Средней Азии имеет весьма ограниченное развитие. Такое сходство стадий минерализации подчеркивает их генетическое единство и выявляет общность развития скарново-рудного процесса в пределах рассмотренных формаций.

УДК 553.068.3:553.4 (042.2)

Е. К. Подпорина, В. В. Бурков
(ИМГРЭ)

РОЛЬ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ В ОСАДОЧНОЙ МЕТАЛЛОГЕНИИ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

1. В СССР и за рубежом известны промышленные концентрации многих редких и малых элементов в корах выветривания, образующихся по ультрабазитам (Ni, Co, Cr), основным породам (V, Cr), карбонатитам (Nb, Ta), гранитам и связанным с ними пегматитам и грейзенам (Ta, Nb, Sn, W, Be), щелочными породами (Zr).

2. Процессы корообразования не только приводят к образованию концентраций редких элементов в продуктах выветривания. Образование кор выветривания является начальной стадией дифференциации и миграции этих элементов в гипергенных условиях. Происходящие при этом геохимические процессы во многом предопределяют поведение редких и малых элементов в процессе осадкообразования — их осадочную металлогению.

3. Геохимия редких элементов (Li, Rb, Cs, Sr, Ta, Nb, Zr, Sc и др.) в процессе выветривания гранитов изучалась на примере нижнемезозойских кор выветривания

4. Выявлено, что одни элементы интенсивно выносятся из

кор выветривания (Li, Rb, Cs, Sr и др.), тогда как другие обнаруживают тенденцию к накоплению в ее породах (Ta и др.).

5. Исследовались процессы сорбции редких элементов новообразованными глинистыми минералами. Наибольшим коэффициентом сорбции характеризуются редкие щелочи (Li, Rb, Cs). Такие элементы, как Zr, Ta, Nb и др., аккумулируются преимущественно в осадочных минералах песчано-алевритовой фракции, Sr энергично выносится в растворенной форме.

6. Дифференциация редких элементов в процессе корообразования, их формы нахождения в продуктах выветривания во многом определяют характер и формы их миграции в поверхностных водах и, в конечном счете, сказываются и на распределении редких элементов в тех или иных фациальных зонах конечных водоёмов стока; это положение иллюстрируется рядом примеров распределения редких элементов в мезозойских отложениях изучавшихся районов.

УДК 553.4(235.216-16)(042.2)

Ф. Г. Губайдулин
(Институт геологии АН Киргизской ССР)

ЭТАПНОСТЬ ОБРАЗОВАНИЯ ОДНОГО ИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТАЛАССКОГО АЛА-ТОО

Месторождение расположено в интенсивно метаморфизованных осадочных породах рифея и пространственно связано с интрузивом аляскитовидных гранитов силурийского возраста.

Формирование месторождения происходило в три этапа:

1. Роговиково-скарноидный.
2. Скарновый.
3. Грейзеновый.

В роговиково-скарноидный этап образовались кварц-биотитовые, кварц-пироксеновые роговики и волластонит-гранат-диопсидовые скарноиды. Эти породы тонко переслаиваются между собой и прослеживаются непосредственно на контакте с интрузивом.

Скарновый этап сопровождался образованием гранатовых, везувиан-гранатовых и эпидот-гранатовых скарнов, наблюдающихся в виде линзообразных и пластообразных тел, удаленных от контакта интрузии на 50—100 *м*.

Грейзеновый этап представлен слюдисто-флюорит-магнети-

товыми, кварц-полевошпатовыми и полевошпат-флогопит-флюоритовыми образованиями. Они приурочены к зонам дробления в скарнах и реже в роговиках.

Пространственное совмещение отмеченных разнородных постмагматических образований, по-видимому, объясняется следующим:

1. Формированием месторождения в приповерхностных условиях, способствующих удалению магматических дистиллятов в кровлю интрузива.

2. Поступлением рудолокализующих растворов из глубин магматического очага по одним и тем же тектонически ослабленным зонам.

УДК 553.4(235.216-17)(042.2)

У. У. Усманов

(Институт геологии АН Киргизской ССР)

НЕКОТОРЫЕ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РЕДКОМЕТАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КИРГИЗСКОГО ХРЕБТА

Геологические и минералого-геохимические данные по изученным нами и рядом других исследователей редкометальным месторождениям западной части Киргизского хребта позволяют полагать следующее:

1. Исследованные месторождения в геолого-структурном отношении приурочены к краевой зоне древнего жесткого кристаллического основания, представленного вздымающимся куполом. Эта зона претерпела сложную и длительную историю тектонического развития, в течение которой неоднократно обновлялась и служила вместилищем различных и разновозрастных интрузивных образований и послемагматических месторождений. К числу последних относятся и рассматриваемые нами редкометальные объекты, которые всюду контролируются разрывными нарушениями, объединяющимися в крупную зону глубинного разлома. Месторождения локализуются в участках затухания и расчленения сопряженных или оперяющих сравнительно небольших линейных пластовых нарушений.

2. Изученные месторождения были сформированы в два этапа, отделенных друг от друга импульсами интенсивных тектонических подвижек: микроклин-рутил-кварц-пиритовый и кварц-флюорит-кальцит-галенитовый. Первый этап достаточно отчетливо подразделяется на микроклин-рутил-апатитовую

и кварц-пирит-гематитовую, а второй этап — на кварц-флюорит-галенитовую и кальцит-барит-гематитовую стадии. Каждая из них характеризуется своими физико-химическими условиями формирования и вещественным составом. Так, для микроклин-рутил-апатитовой стадии характерно широкое развитие микроклина, серицита, рутила, апатита, менее развиты такие минералы, как биотит, хлорит, мусковит и ильменорутил. Основным способом формирования являются метасоматические замещения вмещающих гранитов, аплитов и других пород. В кварц-пирит-гематитовой стадии значительным развитием пользуются кварц, пирит, магнетит и гематит. Менее распространены флюорит, кальцит, галенит, сфалерит и халькопирит. Основным способом формирования является выполнение открытых «полостей». Кварц-флюорит-галенитовая стадия сложена, главным образом, из кварца, флюорита, галенита и в меньшей степени — из кальцита, гематита, магнетита, сфалерита, пирита и халькопирита, а в кальцит-барит-гематитовой значительно развиты кальцит, барит и гематит и в меньшем количестве — кварц-флюорит и гипс.

Выполнение «открытых» трещин здесь также является доминирующим способом образования.

3. Распределение рудных продуктов по горизонтали и вертикали подчинено определенной зональности: вблизи рудных жил преимущественно развиты кварц, мусковит, флюорит, карбонаты, пирит, гематит, магнетит, касситерит, галенит, сфалерит, а далее постепенно начинают преобладать хлорит, серицит, биотит, микроклин, альбит, рутил, ильменорутил и апатит. С глубиной количество микроклина, серицита, биотита, апатита, пирита, гематита заметно увеличивается, а альбита, флюорита, магнетита, рутила, ильменорутила постепенно уменьшается.

4. Рассматриваемые месторождения характеризуются своими специфическими особенностями, существенно отличающими их от аналогичных редкометальных месторождений других районов Северного Тянь-Шаня. Так, для них характерно отсутствие прямой генетической связи с магматическими рудогенерирующими очагами; значительная глубина их формирования; единый структурный контроль и ряд сходств минерало-го-геохимического состава с каледонскими дайковыми образованиями, т. е. тесная пространственная связь с аплитами и аплитовидными лейкократовыми гранитами, относимыми В. А. Невским к силур-девонским магматическим комплексам; четкое пересечение дайками лампрофиров, относимых С. Д. Туровским и А. Г. Жильцовым к четвертой фазе силур-девонского интрузивного комплекса рудных жил с редкометальной

минерализацией; резкое преобладающее соотношение 1:6—1:10 суммы некоторых редковстречающихся элементов.

УДК 553.4(235.216-17)(042.2)

В. Ф. Ким

(Институт геологии АН Киргизской ССР)

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РЕДКОМЕТАЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ НА ОДНОМ ИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СЕВЕРНОЙ КИРГИЗИИ

1. В геологическом строении месторождения принимают участие глубокометаморфизованные допалеозойские гнейсы и зеленые амфиболовые сланцы, прорванные штокообразными телами пермских гранофиров и жильными породами — ортоклазитами, альбититами, аплитами, андезитовыми и диабазовыми порфиритами. Кроме того, широким распространением пользуются различные по составу и генезису метасоматические образования, возникшие в результате контактового и постмагматического метаморфизма вышеуказанных пород. Они представлены кварц-серицитовыми, кварц-хлорит-серицитовыми и кварц-хлоритовыми метасоматитами, окварцованными породами типа вторичных кварцитов, амфибол-пироксеновыми роговиками, биотит-хлоритовыми породами и т. д.

2. Рудная минерализация месторождения сформировалась в результате многостадийного поступления рудоносных растворов. Выделяются 3 последовательно образованные стадии минералообразования:

а) касситеритовая,

б) молибденитовая,

в) полиметаллическая.

3. Рудное тело месторождения имеет штокообразную форму. Оруденение в его пределах распределено крайне неравномерно. В центральной части штокообразного тела, где проявилась ранняя стадия, рудная минерализация имеет наиболее равномерное распределение. Здесь рудное тело характеризуется прожилково-вкрапленным типом. В периферических частях в результате наложения последующей стадии минерализации оруденение приобретает более неравномерный характер распределения. Наряду с прожилково-вкрапленным типом в этом участке появляются и другие более концентрированные формы: жилы, линзы, гнезда самых различных размеров. Форма про-

жилков, как правило, неправильная, ветвистая, с большим количеством раздувов, прожилков и апофиз.

4. В распределении рудной минерализации установлена следующая закономерность. В центральной части штокообразного тела, сложенного гранофирами и кварц-серицитовыми породами, наибольшее развитие получили минералы самой ранней касситеритовой стадии с цирконом. В направлении периферии штокообразного тела интенсивность минерализации этой стадии постепенно снижается и увеличивается количество минералов последующих стадий. Исключение составляет флюоритовая минерализация с акцессорным бериллом, которое по времени образования относится к этой стадии, но концентрируется в экзоконтактовых частях. Это, по-видимому, связано с высокой миграционной способностью этих минералов в условиях формирования кварц-серицитовых метасоматитов.

Зона распределения оловянной минерализации контролируется субширотными структурными элементами. На глубину эта зона несколько расширяется.

В периферических частях штокообразного рудного тела, сложенного кварц-хлоритовыми и кварц-хлорит-серицитовыми метасоматитами, а также биотит-хлоритовыми породами, широкое развитие получили минералы молибденитовой стадии с некоторыми фосфатами и фторкарбонатами. Они, как правило, концентрируются в дугообразных и кольцеобразных зонах, контролируемых соответствующими структурными элементами. По направлению к центру штокообразного тела интенсивность проявления молибденовой минерализации резко уменьшается. Зоны, сложенные минералами этой стадии, с глубиной становятся шире и более пологими.

В апикальных участках и висячих боках штокообразного тела, сложенного окварцованными породами типа вторичных кварцитов, наиболее широко развита полиметаллическая минерализация. Последняя концентрируется в линейных зонах северо-восточного простирания. В них полиметаллическое оруденение представлено небольшими рудными линзами, жилами и прожилками, быстро выклинивающимися на глубину. Наибольшее количество и наиболее богатые зоны с полиметаллическими рудами встречаются в апикальных частях штокообразного тела. В висячем боку полиметаллическая минерализация проявлена гораздо слабее, и рудные тела, как правило, в них имеют меньшие размеры.

Таким образом, в распределении рудной минерализации на месторождении установлена следующая вертикальная (сверху вниз) и горизонтальная (от периферии к центру штокообразного рудного тела) зональность:

а) флюоритовая с акцессорным бериллом,
б) полиметаллическая,
в) молибденитовая,
г) касситеритовая.

5. Выявленная зональность в распределении рудной минерализации, по-видимому, объясняется пульсационным поступлением рудоносных растворов в синхронно развитые дизъюнктивные структуры с последующим метасоматическим преобразованием вмещающих пород.

УДК (549.0+550.40]:553.4(575.1-15) (042.2)

М. С. Кучукова, М. И. Исмаилов
(Институт геологии и геофизики АН Узбекской ССР)

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ СКРЫТЫХ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
(На примере Западного Узбекистана)

1. В пространственном размещении месторождений шеелитоносных скарнов Западного Узбекистана, генетически связанных с различными фазами гипабиссальных гранитоидных интрузий верхнего карбона и нижней перми (Антауский, Койташский, Зирабулакский, Кара-Тюбинский, Сарыдукенский, Чаштепинский и др.), устанавливается четко выраженная закономерность, обусловленная историей геологического развития этого региона.

2. Результаты многолетних петрографических и минералого-геохимических исследований, проведенных авторами на вольфрамовых месторождениях Западного Узбекистана (Ингичка, Койташ, Лянгар, Кара-Тюбе, Яхтон, Чаштепе и др.), позволили выявить ряд закономерностей в формировании этих месторождений, на основе чего авторам удалось установить прямые и косвенные минералогические и геохимические индикаторы, указывающие на нахождение вольфрамовой минерализации на глубине.

Прямыми минералогическими индикаторами скрытых скарново-рудных тел являются волластонито-пироксеновые, пироксено-гранатовые, пироксено-амфиболовые и другие скарны, а также кварцево-шеелитовые, кварцево-сульфидные и сульфидные жилы и прожилки в эндо- и экзоконтактовых частях гранитоидных массивов тех или иных фаз интрузии с вмещающими породами, в особенности с мраморами.

Предпосылками и косвенными индикаторами для скры-

тых скарново-вольфрамовых рудных тел могут служить следующие:

1) Зональное размещение родственных рудных формаций внутри семейства (Кучукова, Исмаилов, Рахмедов, 1966). В вольфрамово-молибденовых месторождениях Западного Узбекистана устанавливаются:

а) семейство пироксено-гранато-шеелитовых скарнов с Mo, Au, Cu;

б) семейство везувиано-гранато-шеелитовых скарнов с Sn, Pb, Bi, Zn и акцессорным Be;

в) форстерит-диопсид-магнетито-шеелитовое семейство.

Семейство охватывает несколько родственных рудных формаций. Зональность такого рода иногда наблюдается в пределах одного месторождения, где минералогический состав скарнов и руд меняется по вертикали в зависимости от глубины эрозионного среза и абсолютных гипсометрических отметок (Ингичка, Кара-Тюбе и др). Поэтому при наличии одних формаций в каком-либо месторождении или рудопроявлении можно ожидать проявления других родственных формаций;

2) Фациальные особенности слабоэродированных интрузивных массивов и зон постмагматической минерализации. При установлении фациальности авторы пользовались геологическими, геоморфологическими, петрографическими и геохимическими критериями. Было выявлено, что месторождение Ингичка относится к наиболее глубинным, а Лянгар, Койташ, Чуюн, Тым, Яхтон и др. — к менее глубинным;

3) Наличие зон трещиноватости, ожелезнения, постмагматических прожилков (пироксена, амфибола, кварца, кварц-грейзеновых, кварцево-турмалиновых, кварцево-сульфидных, флюоритовых, хлоритовых и т. д.) и их парагенетических ассоциаций;

4) Степень метаморфизма осадочной толщи, особенно карбонатных пород и текстурно-структурных и морфологических особенностей карбонатных минералов, находящихся над скарново-рудными телами (пластинчатость, рассыпчатость кальцита, наличие кварцево-кальцитовой породы полосчатой текстуры, осветление темно-серых известняков и доломитов, зоны доломитизации и т. д.);

5) Перекристаллизация и регенерация скарновых минералов (образование крупнокристаллических и других текстур);

6) Установление «железных шляп» и зон ожелезнения, содержащих повышенные концентрации примесей-элементов, характерных для определения рудных семейств и формаций.

Геохимическими индикаторами редкометального оруденения являются:

а) повышенное содержание редких элементов (W, Mo и др.) в почвах и в золах растений;

б) изменение петрохимического состава интрузивных пород гранитоидного комплекса (изменение их кислотно-щелочных свойств, железистости, магнезиальности);

в) наличие характерных акцессорных элементов. При этом прямыми геохимическими индикаторами могут быть вольфрам, молибден, медь, мышьяк, свинец, цинк, олово; косвенным — серебро, золото, висмут, марганец, никель, фтор и др. Эти элементы образуют повышенные концентрации в измененных породах.

При этом для выделенных семейств и формаций характерны свои элементы-примеси, а именно: для пироксен-гранатового семейства — Mo, Co Cu, Au, Ag, Ti, Mn, Cr, часто Te, V; для везувиан гранат-шеелитового семейства — Pb, Zn, Sn, Bi, Sb и др. иногда Cd, теллуриды золота, свинца и др; для диопсид-амфиболовой формации — Sn, F, Ta, Nb и др.

Таким образом, установление минералогических, геохимических, биохимических и других индикаторов может иметь огромное значение в отыскании скрытых вольфрамово-молибденовых и других редкометальных месторождений на закрытых территориях Западного Узбекистана.

УДК [553.462+553.464]:552.55:551.732/.733(235.216-191)(042.2)

М. М. Адышев, К. Е. Калмурзаев, В. В. Шабалин
(Институт геологии АН Киргизской ССР)

МОЛИБДЕНО-ВАНАДИЕВАЯ РУДОНОСНОСТЬ УГЛИСТО-КРЕМНИСТО-СЛАНЦЕВОЙ ФОРМАЦИИ НИЖНЕГО ПАЛЕОЗОЯ СРЕДИННОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Описываемая формация содержит оруденение ванадия, молибдена и других элементов.

В геотектоническом отношении районы распространения формации приурочены к северной части Срединного Тянь-Шаня и располагаются непосредственно к югу от важнейшей структурной линии Николаева и к юго-западу от главного Таласо-Каратауского разлома. К ним относятся (с востока на запад): бассейн р. Сары-Джаз, хр. Джетым-Тоо, район хр. Кок-Ийрим-Тоо и Такталыкской гряды, район Сандалаш-

ского и Пскемского хребтов, горы Джебаглы и ряд участков в Северо-Западном Кара-Тау. Полоса распространения ванадиеносной углисто-кремнисто-сланцевой формации Срединного Тянь-Шаня продолжается на север вплоть до Северного Казахстана и на восток в пределах территории КНР. Примерно параллельно рассматриваемой полосе располагаются другие полосы распространения углисто-кремнистой формации. Одна из них прослеживается от гор Домбралы-Тау до Кендыктаса в Казахстане, другая охватывает районы западной части Южного Тянь-Шаня в пределах Узбекистана, Таджикистана и Киргизии (Букан-Тау, Тамды-Тау, Ауминза-Тау, Северо-Нуратинский хребет, Туркестанский, Зеравшанский, Алайский хребты и ряд районов в Южной Фергане).

Углисто-кремнисто-сланцевая формация приурочена к отложениям нижнего кембрия — нижнего ордовика. Во всех перечисленных районах Срединного Тянь-Шаня ванадиеносные отложения залегают над толщей верхних тиллитоподобных пород предположительно позднедокембрийского возраста и под песчано-сланцевыми флишевыми отложениями с фауной среднего — верхнего ордовика. В стратиграфическом отношении рудовмещающей толще соответствуют: беркутская свита бассейна р. Сары-Джаз; шорторская серия (включая осадки телекской свиты нижнего ордовика) хр. Джетым-Тоо; байдамтальская свита хр. Кок-Ийрим-Тоо и Тахталыкской гряды; сандалашская свита (серия) Сандалашского и Пскемского хребтов; саускандыкская серия хребтов Джебаглы и Северо-Западного Кара-Тау. Рудовмещающая толща охарактеризована в средней части фауной трилобитов среднего — верхнего, иногда верхов нижнего кембрия, в верхней части — фауной беззамковых брахиопод и граптолитов нижнего ордовика, а также содержит в нижней части проблематичные остатки дискоидальных археоциат. Возраст рудовмещающей толщи определяется как нижний кембрий — нижний ордовик. По своему стратиграфическому положению и составу рудовмещающая толща Срединного Тянь-Шаня может быть сопоставлена с ванадиеносной сланцево-карбонатной толщей Домбралы-Тау и Кендыктаса в Казахстане и с ванадиеносной сланцево-карбонатной толщей западной части Южного Тянь-Шаня. В Казахстане ей соответствует кендыктасская свита кембрия (С. Г. Анкинович, 1961), а в Южном Тянь-Шане — кембрий Южной Ферганы по Б. В. Ясковичу и К. Е. Калмурзаеву. В Кызыл-Кумской провинции и в Северном Нура-Тау (по К. Е. Калмурзаеву, 1966) углисто-кремнисто-сланцевая формация представлена тасказганской свитой кембрия, которая подстилает-

ся песчано-сланцевыми отложениями ауминзинской свиты позднего докембрия и перекрывается пестроцветными осадками мурунтауской свиты ордовика.

Рудовмещающая толща во всех указанных районах Срединного Тянь-Шаня имеет характерное строение и состоит из трех частей. Нижняя часть относится к нижнему кембрию. Она имеет существенно кремнистый состав (кремнистые, углисто-кремнистые и углисто-глинистые сланцы) и содержит нижний рудоносный горизонт. Средняя часть имеет возраст от верхов нижнего кембрия до верхов верхнего кембрия и характеризуется преобладающим карбонатным составом (чистые и доломитистые известняки), и в ней, как правило, отсутствуют рудоносные прослои. Верхняя часть нижнеордовикского возраста (тремадок, арениг) состоит из углисто-глинистых, глинистых и кремнистых сланцев. В некоторых районах (Сары-Джаз) она содержит верхний рудоносный углисто-глинисто-кремнистый горизонт. Таким образом, рудоносная углисто-кремнисто-сланцевая формация включает рудоносную толщу нижнего кембрия — нижнего ордовика.

Рудоносные горизонты состоят из переслаивания «безрудных» кремнистых сланцев и «рудных» углисто-глинистых сланцев, реже содержат прослои и слои алевролитов, доломитистых известняков, а также фосфорито-глинисто-известковых сланцев. Повышенные содержания ванадия, молибдена и других элементов связаны с прослоями и слоями углисто-глинистых сланцев, характеризующихся повышенным содержанием (5—20%) органического вещества. В рудоносных горизонтах бассейна р. Сары-Джаз имеются углистые сланцы, содержащие до 80% органического вещества. Содержание ванадия и молибдена в рудоносных горизонтах обнаруживает прямую зависимость от содержания органического вещества, которая, однако, не всегда четко проявляется. Ванадий, молибден и другие элементы находятся в породах в основном в рассеянном состоянии и связаны, главным образом, с органическим веществом. Но в рудных сланцах хр. Джетым-Тоо присутствуют первичные минералы ванадия: сульванит в виде мельчайшей вкрапленности в органическом веществе и роскоэлит в секущих сланцы эпигенетических прожилках. Минералогию рудных сланцев Северо-Западного Кара-Тау и других районов Казахстана детально изучала Е. А. Анкинович. В этих районах широко распространены роскоэлит, ванадиевый мусковит и другие алюмосиликаты, а также установлены сульванит, патронит, молибденит, иордизит и другие минералы в виде вкрапленности в рудоносных сланцах и в метаморфических роскоэлито-кварцевых и кварцевых прожилках, секущих слан-

цы. Образование этих минералов связано с процессами диагенеза, эпигенеза и регионального метаморфизма. Кроме ванадия и молибдена, рудоносные углисто-глинистые сланцы характеризуются повышенным содержанием целого ряда элементов, в частности, свинца, серебра, меди, хрома, бария, иногда ртути, мышьяка, сурьмы, висмута и других элементов. Фосфор в рудоносных горизонтах обычно связан с фосфатными, фосфатно-карбонатными конкрециями, распространенными в углисто-глинистых, углисто-алеврито-глинистых и углисто-известково-глинистых сланцах, обычно в соседстве с карбонатными прослоями. Конкреции состоят из чередующихся зон апатита, аморфных фосфатов и других минералов.

В Кызыл-Кумской провинции тасказганская свита, включающая ванадиеносные углисто-кремнистые сланцы, особенно подстилающая ее ауминзинская свита и перекрывающая ее мурунтауская свита, по данным Г. В. Касавченко (1966) и И. В. Швея (1966), золотоносны. Указанное обстоятельство позволяет говорить о возможной золотоносности и углисто-кремнисто-сланцевой формации нижнего палеозоя Срединного Тянь-Шаня, особенно подстилающих и перекрывающих ее отложений позднего докембрия и ордовика.

Накопление ванадия, молибдена и некоторых других элементов в рудоносных горизонтах Срединного Тянь-Шаня связывается с процессами осадконакопления в мелководных морских бассейнах типа лагун и заливов. С точки зрения авторов, главными источниками рудных элементов являлись древняя кора выветривания на водосборной площади, а также океанские воды, по мнению М. Н. Альтгаузена, обогащенные многими элементами по сравнению с водами современных океанов. Осаждение указанных элементов из морской воды осуществлялось преимущественно в сорбированном виде органическими коллоидами, которые имелись в изобилии в водах бассейнов благодаря активному развитию водорослей, хотя, вероятно, имели место и другие процессы (накопление элементов живыми организмами, образование и осаждение нерастворимых соединений в восстановительных условиях среды и т. д.).

УДК 553.311:551.73(574-17) (042.2)

О. М. Чугуевская, И. П. Новохатский, Н. М. Беляшов
(Институт геологических наук АН Казахской ССР)

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ТУРГАЙСКОГО ПАЛЕОЗОЙСКОГО МАГНЕТИТОВОГО ПОЯСА

1. Тургайский палеозойский магнетитовый пояс, пространственно совпадающий с Валерьяновской геосинклинальной структурно-фациальной зоной, протягивается в меридиональном направлении почти на 800 *км* при ширине 30—60 *км*. Пояс включает семь рудных районов, приуроченных к определенным вулкано-плутоническим узлам, и объединяет свыше 50 месторождений и рудопроявлений магнетитовых руд. Ряд характерных признаков позволяет сопоставлять этот пояс с аналогичными Уральским, Алтайским и другими магнетитовыми поясами.

2. За последние годы появились факты, противоречащие установившимся взглядам на генезис месторождений магнетитовых руд Тургайского пояса как на одноактные постинтрузивные контактово-метасоматические образования. Эти факты следующие: а) наличие на Алтайских и других месторождениях тонкослоистых магнетитовых роговиков, для которых доказывается вулканогенно-осадочное происхождение; б) присутствие обломков магнетитовых руд в интрузивных породах Соколовско-Сарбайского комплекса, с которыми прежде парагенетически связывались все магнетитовые месторождения Тургайского пояса; в) наличие обломков более ранних магнетитовых руд и интрузивных пород Соколовско-Сарбайского комплекса в верхнепалеозойских конгломератах, подвергшихся оруденению на Качарском месторождении.

Вышеперечисленные факты позволяют рассматривать в настоящее время месторождения Тургайского магнетитового пояса как сложные полигенные образования, сформировавшиеся в течение длительного времени (C_1V_3—P ?).

3. Скарново-магнетитовая формация, к которой ранее относились все месторождения рассматриваемого пояса, в настоящее время может быть представлена как совокупность формаций, которым соответствуют определенные генетические типы: вулканогенно-осадочный, позднемагматический, пневматолитовый, пегматоидный и другие. Выделенные типы отвечают различным стадиям формирования Валерьяновской структурно-фациальной зоны и теснейшим образом связаны с основными моментами развития вулканогенно-плутонических узлов.

4. Источником железа для образования магнетитовых месторождений являлись в равной степени как магма основного состава глубинных магматических очагов, так и вмещающие вулканические породы, из которых железо мобилизовалось постмагматическими эманациями.

5. Роль интрузий Соколовско-Сарбайского комплекса выразилась в метаморфизме ранее образованных вулканогенно-осадочных руд и в сравнительно ограниченном позднемагматическом оруденении.

6. Выявленные особенности рудной минерализации на ряде месторождений Тургая позволяют сделать вывод, что при металлогеническом анализе аналогичных магнетитовых рудных поясов необходимо обращать внимание не только на связь рудных формаций с определенными интрузивными комплексами, но и на изучение особенностей вулканического магматизма и поствулканических процессов, палеогеографической обстановки вулканических областей, а также выполнять специальные геохимические и минералогические исследования.

УДК 553.31 : 552.55 : 551.733.1 (235.216+574) (042.2)

И. П. Новохатский

(Институт геологических наук АН Казахской ССР)

КРЕМНИСТЫЕ ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫЕ ФОРМАЦИИ ОРДОВИКА ТЯНЬ-ШАНЯ И КАЗАХСТАНА

1. Одной из особенностей металлогении Центрального Тянь-Шаня и Казахстана является присутствие в нижнепалеозойских отложениях этих регионов кремнистых железисто-марганцевых формаций.

2. Для некоторых формаций Тянь-Шаня и Казахстана ранее устанавливалась определенная связь, в частности, для ванадиеносных формаций кембрия. Сейчас можно говорить о наличии такой связи для кремнистых железо-марганцевых формаций ордовика.

Присутствие этих формаций в разрезах ордовика установлено в хребте Джетым-Тоо в Центральном Тянь-Шане, а также в Северном Кара-Тау, Байконурском и Атбасарском районах Казахстана.

3. Сопоставление стратиграфического положения формаций и литологии подтверждает сходные условия образования. Эти отложения являются геосинклинальными отложениями ранних этапов развития.

4. Рудная минерализация сопровождается кремнистыми породами, в том числе яшмами, и представляет собой одну из разновидностей вулканогенно-осадочных образований.

УДК 553.32(575.1-15)(042.2)

В. С. Чекунов

(Трест «Ташкентгеология»)

МЕТАЛЛОГЕНИЯ МАРГАНЦА ЗАПАДНОГО УЗБЕКИСТАНА

Геологические исследования в северо-западной части Зеравшано-Гиссарской горной области (Западный Узбекистан), в пределах Зирабулак-Зиаэтдинских гор, Кара-Тюбе и Чакыл-Калян позволили выделить среди палеозойских отложений вулканогенно-осадочную формацию и определить некоторые ее металлогенические особенности.

1. Стратиграфическое расчленение палеозойских отложений в Чакыл-Каляне, в Кара-Тюбе и в Зирабулак-Зиаэтдинских горах показывает почти аналогичность разрезов по всем вышеупомянутым горным сооружениям.

2. Карбонатно-терригенная толща ордовика (среднего — верхнего) и нижнего силура (лландовери-венлок) в Чакыл-Каляне, Кара-Тюбе и Зирабулак-Зиаэтдинских горах представлена тонкоплитчатыми кварц-серицитовыми сланцами, известняками, парагнейсами, мигматитами, амфиболитами, яшмовидными роговиками, пластовым и линзообразным залеганием среди них кварцевых и фельзитовых порфиров и их туфов, туфоконгломератов, туфобрекчий и других вулканических пород. Общая мощность этой толщи определяется примерно 2200—2500 *м*. Перемежаемость различных по литологическому составу пород толщи характеризуется постепенными взаимопереходами как по мощности, так и по простиранию.

3. Перемежаемость вулканических пород и морских карбонатно-терригенных осадков указывает на подводное излияние лав кислого и среднего состава, а вся толща ордовика — нижнего силура выделяется нами как вулканогенно-осадочная формация.

4. В пределах распространения вулканогенно-осадочной формации намечается несколько центров древних вулканических извержений, расположенных в верховьях бассейна р. Кашка-Дарьи, вблизи перевала Тахта-Карача, и три центра — в Зирабулак-Зиаэтдинских горах. Линейная вытянутость вулканогенно-осадочной формации и отмеченные на ее прос-

тирании центры вулканических извержений дают основание полагать о наличии здесь древней зоны разлома глубокого заложения, с которой и связаны вулканические проявления.

5. Вулканогенно-осадочная формация на всем своем протяжении от Зиаэтдинских гор на западе до Чакыл-Каляна — на востоке включает в себя ряд марганцевых месторождений и рудопроявлений (с запада на восток — Зиаэтдинское, Дауташское, Кызыл-Байракское, Тахта-Карачинское, Терсаксайское, Чупанатинское и далее на восток — Зибонское, Сиомское и Кумаргское).

6. В связи с приуроченностью рудопроявлений и месторождений марганца к субширотной полосе распространения вулканогенно-осадочной формации, линейная протяженность которой достигает около 300 *км*, нами выделяется здесь Зеравшано-Гиссарская марганценосная металлогеническая зона.

7. Марганцевое оруденение на месторождениях Дауташ, Кызыл-Байрак приурочено к двум горизонтам темно-серых песчанистых известняков, а на месторождении Тахта-Карача — к кремнистым и известково-кремнистым сланцам. Как те, так и другие залегают среди вулканогенно-осадочной формации.

8. Морфологически рудные тела представлены пластообразными залежами, а также в форме пластов, линз и пропластков. Они расположены параллельно друг другу, прерывисты по простиранию и имеют согласное залегание с вмещающими их породами и нередко с постепенными взаимопереходами. Протяженность рудных тел от единиц метров до 600 *м*, а мощность их колеблется от 0,7 до 7,5—9 *м* и максимально — до 17 *м*.

9. Руды представлены в большинстве случаев (Дауташ, Кызыл-Байрак) вторичными образованиями марганцевой шляпы (пиролюзитом, псиломеланом, вернадитом и реликтами, среди них — браунитом, гаусманитом, манганокальцитом, манганитом и родохрозитом; встречаются родонит, бустамит, марганцовистые гранаты, волластонит и тремолит на месторождении Тахта-Карача — главным образом браунитом, гаусманитом, а также псиломеланом и пиролюзитом.

10. При рассмотрении генетической особенности марганцеворудного накопления среди вулканогенно-осадочной формации ордовика — нижнего силура Западной части Зеравшано-Гиссарской горной области напрашивается вывод об эксгаляционно-осадочном их типе. Об этом говорят следующие факторы:

а) фациальный характер вулканогенно-осадочных пород, их взаимопереходы;

б) морфологические особенности рудных тел (пластовые и линзообразные тела с постепенным переходом во вмещающие);

в) расположение рудных тел внутри вулканогенно-осадочной формации;

г) палеогеографическая обстановка в верхнеордовикское и нижнесилурийское время характеризуется режимом открытого моря на обширной территории, и отсутствием каких-либо надводных континентальных возвышенностей, которые могли бы служить источником марганца для образования указанных месторождений.

11. Полоса распространения вулканогенно-осадочной формации ордовика — нижнего силура в Зеравшано-Гиссарской структурно-фациальной зоне является перспективной площадью для поисков месторождений марганца эксгаляционно-осадочного типа.

УДК 553.32(575.2)(042.2)

Л. Д. Медведев

(Институт геологии АН Киргизской ССР)

МАРГАНЦЕВЫЕ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ КИРГИЗИИ

К настоящему времени на территории Киргизии установлено более 40 рудопроявлений марганца. Большая часть их приурочена к терригенно-кремнистым толщам нижнего палеозоя. Единичные рудопроявления имеются в карбонатных и терригенных толщах палеозоя и мезо-кайнозоя, а также в палеозойских магматических комплексах.

1. Марганцевые рудопроявления в терригенно-кремнистых толщах палеозоя размещены в двух структурно-фациальных зонах Тянь-Шаня: Чаткало-Нарынской и Алай-Кокшаальской. В Чаткало-Нарынской зоне рудоносная терригенно-кремнистая толща имеет ордовикский возраст и прослеживается в виде прерывистой полосы от хр. Сары-Джаз на востоке до Чаткальского на западе и в северо-западном направлении уходит в Большое Кара-Тау. Во всех районах развития терригенно-кремнистой толщи марганцевая минерализация приурочена к яшмовидным кремнистым породам, образующим несколько (1—3) горизонтов, суммарной мощностью до 100 *м*. Бедные руды характеризуются содержанием марганца (по 8 рудопроявлениям) до 20% и редко больше, железа — 20—25%. Они хорошо обогащаются методом электромагнитной сепарации. Концентраты (после агломерации) можно использовать в ме-

таллургии, отходы — для нужд сельского хозяйства в качестве марганцевых микроудобрений. Запасы руд исчисляются миллиардами тонн.

В Алай-Кокшаальской структурно-фациальной зоне марганценосными являются кремнистые сланцы силура, развитые на территории западной ее части — Алайской. В отдельных рудопроявлениях содержание марганца достигает 12—15%. Поскольку детальных исследований марганцевых рудопроявлений не производилось, практическая ценность их окончательно не выяснена.

Марганцевая минерализация в терригенно-кремнистых толщах ордовика и силура типично осадочная морского происхождения и представлена главным образом браунитом и манганитом.

2. Марганцевые рудопроявления в карбонатных и терригенных толщах палеозоя и мезо-кайнозоя немногочисленны и изучены недостаточно. Наибольшего внимания среди них заслуживают два рудопроявления: Джеты-Огузское в известняках среднего карбона северного склона хр. Терскей Ала-Тоо и Кара-Алминское в песчаниках и сланцах палеогена Северной Ферганы. Рудная минерализация пиролюзит-псиломелановая осадочного происхождения. Содержание марганца в рудах достигает 25—27%. В высококачественных джеты-огузских рудах содержится до 8—10% железа и кондиционные количества вредных примесей. Руды легко обогатимы, хорошо плавкие, что дает основание считать возможным применение их не только в металлургии, но и в химической промышленности.

3. Рудопроявления марганца в магматических породах (гранитах, порфиритах, диоритах) палеозоя мелкие, гнездовидно-прожилкового типа и большого практического интереса не представляют. Образовались они гидротермальным путем. Содержание марганца в отдельных породах достигает 5%. Обычны повышенные содержания вольфрама, олова, сурьмы, золота и других элементов.

4. Детальное изучение известных к настоящему времени марганцевых рудопроявлений позволит удовлетворить потребности республики в марганцеворудном сырье. В северных, центральных и южных районах Киргизии можно создать устойчивую базу производства дешевых и эффективных природных марганцевых микроудобрений, в которых сельское хозяйство Средней Азии испытывает острую нужду.

Для целей будущей черной металлургии (на основе Джетымского железорудного месторождения) могут быть использованы ордовикские железо-марганцевые руды Центрального Тянь-Шаня, большая часть рудопроявлений которых расположена в районе железорудного месторождения.

УДК 553.492.1 : 551.70(235.216) (042.2)

Л. П. КОННОВ
(САИГИМС)

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЭПОХИ БОКСИТОНАКОПЛЕНИЯ В ТЯНЬ-ШАНЕ

1. Обобщение имеющихся литературных, фондовых и личных материалов по геологии и генезису бокситовых месторождений и рудопроявлений Тянь-Шаня позволило установить здесь широкое распространение морских и континентальных бокситоносных отложений и выявить их характерные особенности. Что касается первых, то для них характерна ассоциация с карбонатными породами, а для вторых — тесная пространственная и генетическая связь с алюмосиликатными образованиями.

2. В основу выделения металлогенических эпох бокситонакопления положены, с одной стороны, установленные бокситоносные горизонты среди палеозойских и мезозойских отложений Тянь-Шаня, а с другой — стратиграфическое положение этих горизонтов, установленное О. И. Сергуньковой, М. Н. Соловьевой, Т. А. Сикстель и другими на основании детального изучения содержащихся в этих горизонтах фауны, микрофауны (фораминифер) и флоры. Исходя из этого были выделены основные металлогенические эпохи бокситонакопления в Тянь-Шане.

Под металлогенической эпохой, согласно Ю. А. Билибину, следует понимать промежутки геологического времени, благоприятные для отложения полезного ископаемого, в данном случае боксита. При этом считается, что металлогеническая эпоха может охватывать ряд рудоносных районов, значительно удаленных друг от друга, или даже значительную часть земного шара.

3. Известные бокситовые месторождения и рудопроявления образовались не одновременно, а в несколько металлогенических эпох. В каждой эпохе наблюдается формирование различных генетических типов бокситов, тесно связанных с историей геологического развития территории Средней Азии.

Следовательно, металлогения бокситов Тянь-Шаня является продуктом нескольких эпох. Ранняя относится к верхнему палеозою (среднегерцинская), а поздние — к мезозою (киммерийско-альпийские).

Намечаются следующие наиболее важные металлогенические эпохи бокситонакопления: 1) среднекаменноугольная, 2) нижнетриасовая, 3) верхнетриасовая, 4) нижнеюрская, 5)

нижнемеловая (?). Однако некоторые исследователи указывают на наличие бокситоносности в девонских и силурийских отложениях. Такого мнения придерживались исследователи, изучавшие бокситы в Шараксае, Чумкар-Тау и сравнительно недавно в Акшагыле, Катранбаши и Шодымире. Детальными исследованиями, произведенными в первых двух пунктах, был установлен среднекаменноугольный возраст, а на последних трех площадях возраст бокситов достоверно еще не установлен.

Перечисленные выше эпохи и бокситоносные горизонты будут детально охарактеризованы в докладе.

4. Повторяемость металлогенических эпох бокситонакопления нельзя ставить в зависимость от переотложения бокситового вещества древних месторождений в процессе формирования последующих, более молодых месторождений. Этому противоречит широкое развитие древних кор выветривания. Не исключается, что в отдельных случаях может происходить частичное переотложение, обусловленное захватом бокситового вещества месторождений древних эпох и его отложением в последующие эпохи.

5. Опираясь на анализ вещественного состава бокситовых руд и вмещающих пород, намечается восемь генетических типов рудопроявлений. Каждый из этих типов характеризуется стратиграфической и геотектонической обстановкой, особенностями вещественного состава руд и пород, морфологией рудных тел, а также условиями образования и закономерностями их размещения.

УДК 553.492 : 553.068(235.216) (042.2)

А. У. Абдуллаев
(Институт геологии АН Киргизской ССР)

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ОСАДОЧНОЙ МЕТАЛЛОГЕНИИ АЛЮМИНИЯ В ТЯНЬ-ШАНЕ

Единственным процессом, приводящим к наибольшей промышленной концетрации алюминия в земной коре, является бокситообразование, которое происходит только в осадочном цикле. Особое место занимает здесь образование высокоглиноземистых сланцев с концентрацией значительного количества глинозема. Определенный интерес представляют также каолины.

1. Особенности осадочной металлогении алюминия в Тянь-

Шане наиболее четко выявляются при комплексном формационном анализе путем изучения бокситоносных формаций. Анализ накопленных материалов по изучению бокситоносности позволяет выделить в истории геологического развития этого региона две металлогенические эпохи накопления алюминия — средневерхнепалеозойскую геосинклинального этапа развития и мезозойско-палеогеновую подвижно-платформенного этапа развития.

2. Каждая выделенная металлогеническая эпоха характеризуется своим генетическим рядом бокситоносных формаций. Так, в средне-верхнепалеозойскую эпоху образовались следующие геосинклинальные карбонатные бокситоносные формации:

1) среднедевон-нижнекарбоновая с тремя горизонтами бокситов;

2) среднекарбоновая с одним бокситовым горизонтом.

В мезозойско-палеогеновую эпоху на эпигерцинской платформе образовался следующий ряд платформенных бокситоносных формаций:

1) верхнепермская континентально-угленосная;
2) верхнетриасовая континентально-угленосная;
3) нижнеюрская континентально-угленосная;
4) нижнемеловая континентально-пестроцветная;
5) нижнепалеогеновая континентально-угленосная (?)

Следует отметить, что все месторождения каолинов в Тянь-Шане связаны с этой металлогенической эпохой.

3. В связи с тем, что отдельные структурно-фациальные зоны Тянь-Шаня различались своим геотектоническим режимом развития, металлогенические эпохи алюминия в этих зонах проявились также по-разному. Так, палеозойская эпоха образования бокситоносных формаций имела место только в одной зоне (в Южном Тянь-Шане), а мезозойско-палеогеновая—во всех трех зонах (по мере вступления того или иного района в подвижно-платформенный режим развития, где происходило соответствующее осадконакопление и имелись локальные бокситообразующие факторы, сочетающиеся с региональными).

4. Степень интенсивности бокситообразования и площади распространения бокситоносных формаций вышеотмеченных эпох весьма различны. Наибольшей интенсивностью бокситонакопления и широким распространением пользуются геосинклинальные бокситоносные формации, которые образуют региональные четко выраженные пояса. Платформенные же формации имеют незначительное бокситопроявление, но весьма широким развитием пользуются аллиты. Они характери-

зуются фрагментарным распространением и развиты в местах заложения приразломных или наложенных прогибов.

5. Перспективной металлогенической эпохой накопления алюминия в Тянь-Шане является средне-верхне-палеозойская с геосинклинальным типом бокситообразования, в особенности девон-нижнекарбоновая бокситоносная формация.

6. Геосинклинальные бокситы Тянь-Шаня по формационному положению, закономерностям размещения, строению и вещественному составу бокситовых залежей, а также по генетическим особенностям имеют много общего с геосинклинальными бокситами Урала. Мезозойские бокситоносные формации Тянь-Шаня также обнаруживают весьма сходные черты с таковыми восточного склона Урала и Казахстана. Здесь характерной отличительной чертой тянь-шаньских бокситов является многогидратный состав глинозема, в то время как в других районах они характеризуются трехгидратной формой.

7. Помимо рассмотренных двух эпох в истории Тянь-Шаня вырисовывается еще и третья, ранне- и допалеозойская металлогеническая эпоха алюминия. По мнению автора и В. Г. Королева, ее существование подтверждается широким развитием в Тянь-Шане нижне- и допалеозойских осадочных руд железа и марганца. Данная эпоха еще не изучена, но как в теоретическом отношении, так и в практическом (находки бокситов и высокоглиноземистых сланцев в древних толщах Сибири, Дальнего Востока, Казахстана, Африки, Канады и других районов) представляется весьма благоприятной для образования осадочной концентрации алюминия.

УДК 553.068.5 (575.2) (042.2)

А. Э. Кабо
(Институт геологии АН Киргизской ССР)

К ПРОБЛЕМЕ ОБРАЗОВАНИЯ ПРОЛЮВИАЛЬНЫХ РОССЫПЕЙ В КИРГИЗИИ

Естественно, что возникновение тех или иных генетических типов осадков как в наше время, так и в более древние периоды геологического развития в значительной мере зависит от того, в какие условия попадают продукты денудации областей поднятий. Аналогичная зависимость существует и для формирования россыпных месторождений.

Так, если кластический материал попадает в сферу деятельности морей и озер, то при всех прочих благоприятных условиях возможно образование прибрежно-морских или прибрежно озерных россыпей (Линдгрен, 1928; Обручев, 1934; Билибин, 1956; Рожков, 1955; Херасков и др., 1955; Нифонтов,

1961 и др.). В случае, когда продукты разрушаемых коренных месторождений и вмещающих их пород выносятся постоянными водными потоками, в долинах рек нередко возникают долинные, русловые, косовые и другие типы россыпей (Билибин, 1956; Нифонтов, 1961 и др.).

В высокогорных же районах Средней Азии вообще и Киргизии в частности, где обширные территории лишены не только крупных морских и озерных водоемов, но и разветвленной и многоводной гидрографической сети и где, наоборот, крупные и протяженные реки занимают узкие локальные площади, в настоящее время и в течение всего четвертичного периода шло создание элювиальных, делювиальных, коллювиальных и, в особенности, пролювиальных образований. Последние, в основном, слагают конусы выноса многочисленных сухих логов, нередко сливающиеся в сплошные шлейфы предгорий, которые занимают значительные площади в низовьях склонов.

Из подобных пролювиальных отложений, образующихся в результате деятельности временных водных и селевых потоков, в определенных условиях могут возникать россыпные месторождения. По-видимому, маловодность и, что особенно существенно, кратковременность функционирования временных водных потоков не способствуют тому, чтобы скапливающийся в конусах выноса обломочный материал насыщался рудными компонентами, создавая россыпи. Нам представляется наиболее вероятным, что питающие конусы огромные массы, в основном, крупнообломочного материала, смешиваясь с поступающими порциями рудных компонентов, высвобождающихся при измельчении крупных обломков, так разубоживают последние, что ни о какой существенной концентрации их, а тем более об образовании россыпей не может быть и речи.

В заключение можно сказать, что в формировании россыпей в подобных районах значительную роль играли проявления новейшей разрывной тектоники, а в более ранние этапы соответствующие им более древние дизъюнктивные деформации. Так, например, если на пути движения кластического материала временными водными, а чаще всего насыщенными водой селевыми грязе-каменными потоками возникали грабенообразные понижения, то они не только заполнялись этим материалом, но и создавали обстановку, при которой происходило перераспределение рудных компонентов.

Таким образом, существование россыпей вполне возможно в определенных геологических условиях как на территории Киргизии, так и на других высокогорных площадях Средней Азии, причем россыпи названных районов будут относиться преимущественно к пролювиальному генетическому типу, в то время как образование других типов россыпей здесь представляется маловероятным.

СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

Предисловие 3

I. Общие вопросы металлогении 5

В. И. Смирнов (МГУ). Металлогенический анализ источников рудообразующих веществ 7

Ф. И. Вольфсон, И. Е. Сморчков (ИГЕМ АН СССР). О некоторых проблемах металлогенических исследований в областях распространения гидротермальных месторождений 8

С. Д. Туровский, И. В. Носырев (Институт геологии АН Киргизской ССР, ВНИИСИМС). Типы связи рудных процессов с гранитоидным магматизмом 11

П. Ф. Иванкин (СНИИГГИМС). О понятии рудного поля, закономерностях морфологии и глубинности типовых рудных полей . 14

И. Н. Томсон, М. А. Фаворская (ИГЕМ АН СССР). Рудоконцентрирующие структуры как основной фактор образования крупных рудных объектов 16

П. М. Хренов, А. С. Калинин, А. А. Бухаров, И. В. Гордиенко, М. П. Лобанов (Институт земной коры СО АН СССР). Особенности эндогенного оруденения и металлогенические провинции вулканоплутонических поясов 18

А. К. Каюпов (Институт геологических наук Казахской ССР). Роль глубинных слоев земной коры в металлогенической специализации на примере Алтайской рудной провинции 20

Е. М. Головин (САИГИМС). Закономерно-миграционный характер тектогенеза и его значение для металлогении 22

Ю. Г. Щербаков (Институт геологии и геофизики СО АН СССР). Геохимические условия размещения эндогенных месторождений . 23

Г. И. Князев, Р. С. Сейфуллин (Группа отделов ИМР, Днепропетровск). Замкнутые рудные пояса 25

А. А. Предовский, В. Г. Загородный (Геологический институт Кольского филиала АН СССР). Метаморфогенно-гидротермальное рудообразование в подвижных зонах 28

Р. А. Мусин (Институт геологии и геофизики АН Узбекской ССР). Литогенез и эндогенное оруденение 30

А. И. Попов, Р. И. Гольдштейн (Краснохолмская экспедиция).

Роль восходящих растворов в процессах альпийского рудогенеза среди покровных осадков Средней Азии 31

II. Методы металлогенических исследований . 35

К. Л. Бабаев, Л. А. Быков (САИГИМС). Количественные принципы металлогенического анализа на примере Средней Азии . . 37

Т. М. Воронич, О. П. Горьковой, Л. М. Глейзер, В. Т. Юдин, М. Г. Калабина (Институт геологии и геофизики АН Узбекской ССР, Министерство геологии Узбекской ССР). Опыт составления металлогенических карт на формационной и фациальной основе . . . 40

В. А. Королев, Ш. Д. Фатхуллаев (САИГИМС). Методика оптического моделирования тектонических структур при металлогенических исследованиях 43

А. Н. Леонтьев (ИМГРЭ). Метод анализа строения конкретных интрузивных формаций и формационных рядов как инструмент металлогенического анализа рудных площадей 44

В. В. Иванов (ИМГРЭ). Некоторые геохимические проблемы металлогенических исследований 47

Х. Н. Баймухамедов, Т. З. Закиров, С. М. Халиков (Ташкентский политехнический институт). Принципы металлогенического анализа и составление крупномасштабных прогнозно-металлогенических карт (на примере рудных районов Юго-Западного Узбекистана). 48

Н. Б. Вольфсон, А. Г. Хваловский (Узбекский геофизический трест). Принципы использования геохимических и геофизических данных при составлении прогнозно-металлогенической карты Узбекистана 51

Г. А. Лисицина (ИГЕМ АН СССР). О рядах растворимости породообразующих минералов и использовании их при оценке относительной глубинности процессов минералообразования . . . 52

Г. А. Терехова, Л. П. Быковская, Д. С. Мукимова, Т. С. Тимофеева (САИГИМС). Типоморфные элементы геохимического фона и их использование для металлогенического районирования . . 55

В. А. Королев, П. А. Шехтман (САИГИМС). Принципы количественного прогнозирования при металлогенических исследованиях и методика анализа минерагенических факторов 56

Е. Ф. Малеев (Институт вулканологии СО АН СССР). Вулканы как критерий слепого эндогенного оруденения 58

С. Д. Туровский (Институт геологии АН Киргизской ССР). О критериях прогнозирования магматогенного оруденения в Северном Тянь-Шане 60

А. С. Митропольский, В. П. Ковалев, С. В. Мельгунов (Институт геологии и геофизики СО АН СССР). Гидротермальный метаморфизм в зонах активизированных разломов как критерий поисков эндогенных месторождений 62

В. Т. Сургай (Институт геологии АН Киргизской ССР). К методологии познания рудных провинций 64

В. М. Лапин (Институт геологии АН Киргизской ССР). Вопросы практической оценки гидротермальных рудопроявлений, связанных с зонами повышенной трещиноватости пород 66

В. А. Воронич, А. В. Нагаев (Министерство геологии Узбекской ССР). Возможности применения математики в металлогенических исследованиях 70

Т. М. Воронич, Ф. А. Усманов (Институт геологии и геофизики АН Узбекской ССР). Опыт изучения некоторых вопросов металлогении Чаткало-Кураминских гор методами математической статистики 71

III. Магматизм и металлогения 75

В. С. Коптев-Дворников, М. Г. Руб (ИМГРЭ). Проблема металлогенической специализации магматических комплексов . . . 77
Г. А. Гринберг, Б. Л. Флеров (Институт геологии Якутского филиала СО АН СССР). Металлогения гранитоидов активизированных областей 79
В. Л. Хомичев (СНИИГГИМС). Петро-металлогенические вариации рудоносных магматических комплексов (на примере Кузнецкого Ала-Тау). 82
Т. А. Додонова (Управление геологии Киргизской ССР). Магматические формации и металлогения восточной части Киргизской ССР
С. М. Бабаходжаев (Институт геологии АН Таджикской ССР). 84
Некоторые особенности верхнепалеозойского магматизма и металлогении Восточного Кара-Мазара (Северный Таджикистан) . . 86
И. В. Мушкин, В. А. Кутенец (Трест «Самаркандгеология», Управление геологии Таджикской ССР). Металлогенические особенности интрузивных комплексов Южного Гиссара (Южный Тянь-Шань) 88
И. Х. Хамрабаев (Институт геологии и геофизики АН Узбекской ССР). Главнейшие петролого-геохимические критерии рудоносности магматических комплексов (на примере Узбекистана) . . . 89
В. В. Козырев (Министерство геологии Узбекской ССР). О геохимической специализации и металлоносности интрузивных комплексов (на примере Чаткальской подзоны Срединного Тянь-Шаня) . 91
В. В. Баранов, Я. С. Висьневский, К. М. Кромская (Министерство геологии Узбекской ССР). Некоторые черты металлогении формаций ультраосновных и основных пород Узбекистана . . . 93
Е. П. Зайченко (Фрунзенский политехнический институт). Петрохимические и металлогенические особенности среднепалеозойской вулкано-плутонической формации Северной зоны Тянь-Шаня . . 94
О. Н. Грязнов (Свердловский горный институт). Девонская вулкано-плутоническая формация Северного Тянь-Шаня и ее рудоносность 96
Н. Н. Амшинский, А. М. Горб, А. А. Долгушина, И. В. Маричч (СНИИГГИМС). Вертикальная петрогеохимическая зональность гранитоидных тел как критерий их рудоносности 97
Т. Н. Далимов, В. И. Айзенштат (Институт геологии и геофизики АН Узбекской ССР). Некоторые признаки глубинности пород субвулканической и гипабиссальной фаций (на примере интрузивов центральной части Кураминской подзоны и Юго-Западного Гиссара) 101
И. П. Аверьянов, Ю. Л. Неверов, В. И. Федорченко (СахКНИИ СО АН СССР, Новоалександровск Сахалинской обл.). Особенности металлогении измененных пород современной околожерловой фации 103
Л. И. Турбин, Н. В. Александрова (Управление геологии Киргизской ССР, Южно-Киргизская комплексная геологическая экспедиция). К проблеме альпийского эндогенного оруденения Киргизского Тянь-Шаня. 105

IV. Осадочная металлогения 109

М. Н. Альтгаузен (ВИМС). Эпохи образования некоторых типов осадочных месторождений 111
М. М. Адышев (Институт геологии АН Киргизской ССР). Осадочная металлогения Тянь-Шаня 112
В. И. Попов (Проблемная лаборатория осадочных формаций и осадочных руд ТашГУ). Рудоносные осадочные формации Тянь-Шаня 116

А. Э. Кабо (Институт геологии АН Киргизской ССР). Россыпи в Киргизии и их положение в генетической классификации . . 118
К. Е. Калмурзаев (Институт геологии АН Киргизской ССР). Ванадиеносные кембрийские отложения Южного Тянь-Шаня . . 122
В. В. Шабалин (Институт геологии АН Киргизской ССР). О роли эффузивной деятельности в накоплении ванадия и других редких элементов, а также фосфора и кремнезема в кембрийских углисто-кремнистых отложениях хребта Джетым-Тоо (Тянь-Шань) . 123
К. А. Набиев (Трест «Ташкентгеология»). Рудоносность карбонатной формации девона и карбона Западного Узбекистана . . 127
В. И. Попов, Л. П. Коннов, В. Ю. Запрометов, О. Д. Шевченко (ТашГУ, САИГИМС). Новые данные о генезисе и структурно-формационной зональности палеозойских бокситовых месторождений Южного Тянь-Шаня 129
И. М. Беспалов (Группа отделов ИМР, Днепропетровск). Медистые песчаники Украины и вопросы их происхождения . . . 131
Р. Г. Юсупов, Б. Г. Хайруллин, Р. М. Талипов, Ш. Хатамов, Л. А. Хасанова (Министерство геологии Узбекской ССР). Направленность геохимических процессов в биосфере Чаткало-Кураминского региона в связи с его металлогеническими особенностями. . 133
М. В. Неймышев (Институт геологии АН Киргизской ССР). Распространенность и условия накопления некоторых элементов в современных илово-торфяных отложениях Северного Тянь-Шаня . . 135

V. Металлогения отдельных регионов Тянь-Шаня 139

Ш. Е. Есенов, Д. С. Кунаев (Институт геологических наук АН Казахской ССР). О двух типах металлогенических поясов Казахстана и Средней Азии 141
Е. Д. Карпова (ВСЕГЕИ). Металлогенические провинции сводово-глыбового типа (на примере Тянь-Шаня и других областей палеозойской складчатости) 142
А. Е. Шлыгин (Институт геологических наук АН Казахской ССР). Зависимость развития металлогении Южного Казахстана от эволюции земной коры 145
А. К. Каюпов, В. П. Стеценко, А. Е. Шлыгин (Институт геологических наук АН Казахской ССР). Геология и металлогения Южного Казахстана 146
В. В. Галицкий (Институт геологических наук АН Казахской ССР). Металлогения варисского орогена Кара-Тау (Южный Казахстан) 148
С. Д. Туровский (Институт геологии АН Киргизской ССР). Возрастные группы рудной минерализации в Северном Тянь-Шане . 150
С. Д. Туровский (Институт геологии АН Киргизской ССР). К вопросу о классификации магматогенных месторождений и рудопроявлений Северного Тянь-Шаня 155
С. Д. Туровский (Институт геологии АН Киргизской ССР). Основные черты пермской металлогении в Северном Тянь-Шане . . 162
Н. Ф. Павлов (Институт геологии АН Киргизской ССР). Некоторые особенности эндогенной металлогении западной части Киргизского хребта 170
В. Т. Сургай (Институт геологии АН Киргизской ССР). Основные черты региональной геохимии и металлогении Тянь-Шаня . 171
В. В. Андреев, С. И. Евтушенко, К. Т. Мустафин (Управление геологии Киргизской ССР, Институт геологии АН Киргизской ССР).

Основные черты металлогении Чаткальской подзоны в связи с историей ее геологического развития 177

А. И. Образцов, В. Ф. Храмков, К.Т. Мустафин, А. И. Денисов, И. Давлетов (Управление геологии Киргизской ССР, Институт геологии АН Киргизской ССР). Особенности геологического строения и металлогении Терек-Кассанского района (Чаткальский хребет) . 180

Б. О. Команов, К. Т. Мустафин, А. Б. Натальин, Ю. А. Кудрявцев, Р. Д. Дженчураева (Южно-Киргизский горно-металлургический комбинат, Управление геологии Киргизской ССР, Сумсарский рудник, Институт геологии АН Киргизской ССР). Металлогенические особенности Гава-Сумсарского района 183

Е. А. Митрофанов, К. Т. Мустафин (Управление геологии Киргизской ССР, Институт геологии АН Киргизской ССР). Некоторые особенности геологического строения и металлогении Баубашатинского горного узла 185

К. Т. Мустафин, А. Б. Натальин, В. И. Долматов, Б. О. Команов (Институт геологии АН Киргизской ССР, Управление геологии Киргизской ССР, Южно-Киргизский горно-металлургический комбинат). Основные черты металлогении Киргизской части Северной Ферганы в связи с историей ее геологического развития. 187

Х. Н. Баймухамедов, В. Г. Гарьковец, Т. М. Мацокина, П. А. Малахов, И. Х. Хамрабаев, Х. Т. Туляганов, А. Д. Шмулевич, Б. Ф. Василевский (Ташкентский политехнический институт). Основные черты эндогенной металлогении Узбекистана. 191

А. И. Денисов (Институт геологии АН Киргизской ССР). Основные черты металлогении Южной Ферганы 195

В. Г. Гарьковец, В. А. Арапов, В. В. Баранов, А. К. Бухарин, Н. Б. Вольфсон, О. А. Коновалов, В. В. Козырев, А. Г. Хваловский (Министерство геологии Узбекской ССР). Опыт металлогенического районирования Узбекистана на структурно-формационной основе . 198

И. Е. Гамалеев (Узбекский геофизический трест). Основные черты металлогении юго-западной части Южного Тянь-Шаня . . 201

И. М. Исамухамедов, Р. Б. Баратов, Б. Ф. Василевский, П. Д. Купченко, М. С. Султанов (Институт геологии АН Таджикской ССР). Главнейшие особенности металлогении и магматизма Гиссарского хребта 204

О. И. Черных, А. В. Головченко, Т. Ш. Шаякубов (Министерство геологии Узбекской ССР). Основные черты металлогении Гиссарского колчеданно-полиметаллического района 206

П. В. Панкратьев, А. В. Покровский, Ю. В. Михайлова (Институт геологии и геофизики АН Узбекской ССР). Регионально-металлогеническая зональность Южного Узбекистана 210

Л. Н. Афиногенова, Р. Б. Баратов, Е. Г. Краснов, К. И. Литвиненко (Институт геологии АН Таджикской ССР, Управление геологии Таджикской ССР). Эндогенная металлогения Таджикистана . 212

К. Л. Бабаев, В. Г. Буров, В. В. Вировец, А. Б. Габелко, Е. М. Головин, С. И. Ибадуллаев, К. И. Литвиненко, И. Э. Марниц, В. Д. Отрощенко, Л. З. Палей, А. Д. Шмулевич (САИГИМС, Управление геологии Киргизской ССР, Управление геологии Таджикской ССР). Комплексная металлогеническая карта Тянь-Шаня 217

В. А. Невский, П. С. Козлова (ИГЕМ АН СССР). Трубчатые тела брекчированных пород Северного Тянь-Шаня и их отношение к оруденению 219

С. Т. Бадалов, В. Ф. Викторов, А. В. Рабинович (Институт геологии и геофизики АН Узбекской ССР, трест «Ташкентгеология», ВСЕГЕИ). Особенности поведения некоторых металлогенных эле-

ментов в геологической истории развития Алмалыкского рудного района 222

Ш. Е. Есенов, А. К. Каюпов, В. Г. Ли, Г. Ф. Ляпичев, Л. А. Мирошниченко, И. П. Новохатский (Институт геологических наук АН Казахской ССР). Основные черты эндогенной металлогении Казахстана 224

Ш. Е. Есенов (Институт геологических наук АН Казахской ССР). Металлогеническая зональность Казахстана и дальнейшее направление поисковых работ 225

И. И. Бок (Институт геологических наук АН Казахской ССР). Минерагеническое районирование Казахстана 229

А. Г. Новиков (КазИМС). Структурно-минерагеническое районирование Южного Казахстана 234

Р. А. Борикаев, В. Г. Ли, Н. М. Митряева, К. М. Муканов, А. А. Попов, Г. Н. Щерба (Институт геологических наук АН Казахской ССР). Глубинное строение и металлогения Успенской тектонической зоны в Центральном Казахстане 236

VI. Металлогения олова 239

М. Г. Руб (ИГЕМ АН СССР). Особенности вещественного состава и генезиса оловоносных магматических комплексов и характер связи с ними оруденения 241

С. А. Синайский, В. Г. Буров, Н. И. Дорошенко (Управление геологии Киргизской ССР). Оловоносность восточной части Средней Азии и Южного Казахстана 244

Г. М. Мейтув, В. В. Иванов, Т. А. Иванова (ИМГРЭ). Об общих закономерностях размещения редкометально-сульфидных месторождений 249

А. Б. Павловский (ВИМС). Некоторые черты металлогенической специализации Сары-Джазского рудного района 250

Б. Б. Фунт (Управление геологии Киргизской ССР). Геохимическая специализация магматических комплексов как один из критериев прогнозной оценки рудоносных площадей (на примере Сары-Джазского района) 252

Э. Б. Байбулатов, К. Д. Боконбаев, М. Д. Бошнякович, Л. И. Соломович (Институт геологии АН Киргизской ССР). Геохимическая и металлогеническая специализация верхнепалеозойского интрузивного комплекса восточной части Фергано-Кок-Шаальской структурной области 255

И. В. Мушкин, В. А. Кутенец (Управление геологии Таджикской ССР, трест «Самаркандгеология»). Новый тип редкометальной минерализации в Алайском оловорудном районе (Центральный Таджикистан) 257

Н. Н. Никулин (Дальневосточный филиал ВИМС). Элементы-примеси в касситеритах — индикаторы условий формирования оловорудных тел 258

Э. Б. Байбулатов, Ю. В. Пивоваров, Л. В. Сквалецкая, С. Е. Сабельников, Л. И. Соломович, В. В. Шилин (Институт геологии АН Киргизской ССР, Управление геологии Киргизской ССР). Месторождение Уч-Кошкон как представитель оловорудной металлогении в Фергано-Кок-Шаальской структурно-формационной области . . 259

VII. Металлогения золота 263

И. С. Рожков (ЦНИГРИ). Типы золоторудных месторождений

СССР и положение среди них месторождений золота Средней Азии 265
В. А. Вахрушев (Институт геологии и геофизики СО АН СССР). Золотоносные скарны как самостоятельный генетический тип золоторудных месторождений 267
Л. З. Палей, Ю. А. Аверин, К. Л. Бабаев, Н. Н. Королева, Э. А. Маркова (САИГИМС). Металлогения золота Средней Азии . 268
В. Г. Гарьковец, К. Л. Бабаев, И. К. Давлетов, А. А. Малахов, В. В. Мартынов, Л. З. Палей, Х. Р. Рахматуллаев, Э. П. Рыжов (Министерство геологии Узбекской ССР, Институт геологии АН Киргизской ССР). Главнейшие черты металлогении золота Тянь-Шаня 270
И. К. Давлетов, Н. Н. Попков (Институт геологии АН Киргизской ССР, Управление геологии Киргизской ССР). Главнейшие золоторудные формации Киргизии 272
А. А. Малахов (Институт геологии и геофизики АН Узбекской ССР). Эндогенные золоторудные формации Средней Азии . . 274
В. А. Арапов, А. А. Малахов, Л. З. Палей, Х. Р. Рахматуллаев (Институт геологии и геофизики АН Узбекской ССР, САИГИМС, Министерство геологии Узбекской ССР). Типизация золоторудных районов Средней Азии 276
В. В. Потапьев, Г. Н. Аношин, И. Н. Маликова (Институт геологии и геофизики СО АН СССР). Золото и тантал в «рудоносных» и «безрудных» гранитоидных массивах 277
Б. Г. Хайруллин, Р. Г. Юсупов, Г. А. Абдурахманов, Л. С. Бубнов, Г. И. Чистая, Ф. Н. Панасенко (Министерство геологии Узбекской ССР). О специализации на золото гранодиорит-адамеллитовых (C_2—C_3) батолитовых интрузий малых глубин Ангренского плато (Кураминский хребет) 278
И. К. Давлетов, Ш. А. Джакшибаев, В. В. Соловьева (Институт геологии АН Киргизской ССР). К металлогенической специализации интрузивных пород Чаткальского рудного района на золото . . 281
В. Н. Долженко (Институт геологии АН Киргизской ССР). Золотоносность кембрийских вулканогенных образований хребта Байдулы (Центральный Тянь-Шань) 282
А. Н. Шапошников (Управление геологии Киргизской ССР). Золоторудные месторождения северо-восточной части Киргизского хребта 284
И. Х. Хамрабаев, К. Т. Мустафин, Р. А. Мусин, Х. Рахматуллаев, А. И. Образцов (Институт геологии и геофизики АН Узбекской ССР, Институт геологии АН Киргизской ССР, Управление геологии Киргизской ССР). Сравнительная характеристика золоторудных проявлений центральных Кызылкумов и восточной части Чаткальского хребта 286
С. Д. Шер, В. М. Скляров (ЦНИГРИ). Условия образования и локализации месторождений типа Мурунтау 289
И. К. Давлетов, Р. Д. Дженчураева, Д. Сатыкеев (Институт геологии АН Киргизской ССР). О скарново-золоторудной минерализации в Чаткальском районе 291
В. Н. Долженко (Институт геологии АН Киргизской ССР). Об источнике рудного вещества на золоторудном месторождении Султан-Сары (Северная Киргизия) 292

VIII. Металлогения сурьмы и ртути . . . 295

В. П. Федорчук, Л. Н. Афиногенова, И. И. Бочкарев, К. В. Вазиров, А. С. Великий, А. Б. Габелко, А. И. Гончаров, А. И. Денисов, Б. П. Жданов, Р. Р. Исанов, А. В. Кришталь, М. К. Курбанов, В. И. Кусевич, Е. А. Митрофанов, Н. С. Мудрогина, К. Т. Мустафин,

Н. А. Никифоров, Т. И. Новикова, Н. А. Озерова, К. О. Осмонбетов, В. В. Подтележникова, Г. С. Поршняков, В. Э. Поярков, М. А. Симонян, Ю. С. Спивак, С. Р. Султанмуратов, В. Т. Сургай, Р. С. Фахрутдинов, Ю. В. Финкельштейн, П. А. Шехтман, Х. М. Юсупов, Г. А. Ярушевский (САИГИМС, Управление геологии Киргизской ССР, Институт геологии АН Киргизской ССР, Туркменское геологическое Управление, Институт геологии АН Таджикской ССР, Таджикское геологическое управление, ИМГРЭ, ИГЕМ АН СССР, ЛГУ, КазИМС, ВСЕГЕИ, Министерство геологии Узбекской ССР, Ташкентский политехнический институт, Фрунзенский политехнический институт). Металлогения ртути и сурьмы Тянь-Шаня 297

В. П. Федорчук (САИГИМС). Металлогения ртути и сурьмы . 300

В. Т. Сургай (Институт геологии АН Киргизской ССР). Регионально-геохимические особенности ртути и сурьмы в Тянь-Шане . 301

Н. А. Никифоров, Г. А. Ярушевский (Управление геологии Киргизской ССР, Ташкентский политехнический институт). Геологическая позиция ртутно-сурьмяных рудных полей Средней Азии . . 305

Н. И. Бородаевский (ЦНИГРИ). Сопоставление золоторудных и ртутных месторождений лиственитовой формации Средней Азии, Урала и Алтая 307

А. С. Великий (ИМГРЭ). Некоторые закономерности размещения сурьмяно-ртутных месторождений Киргизии и Таджикистана . 309

Е. А. Митрофанов, К. О. Осмонбетов, Б. П. Распопов (Управление геологии Киргизской ССР). Закономерности размещения ртутного оруденения в восточной части Южного Тянь-Шаня . . . 310

И. И. Бочкарев (Фрунзенский политехнический институт). Закономерности размещения и некоторые перспективы ртутного оруденения в Карачатырской рудной зоне 313

К. И. Литвиненко, Р. Н. Сальникова (Управление геологии Таджикской ССР). Роль эрозионного среза в размещении ртутно-сурьмяного оруденения на территории Зеравшано-Гиссарской горной области 315

Н. Н. Мозгова, Ю. С. Бородаев (ИГЕМ АН СССР, МГУ). О некоторых особенностях формирования сурьмяно-ртутных месторождений Средней Азии 317

В. В. Малыгин (Институт геологии АН Киргизской ССР). К вопросу о генезисе сурьмяно-ртутной минерализации в Кассанском районе Северной Ферганы 318

В. С. Курдин (Институт геологии АН Киргизской ССР). К связям между масштабом оруденения, морфогенетическими типами рудных тел и стадиями минерализации Южно-Ферганского сурьмяно-ртутного рудного комплекса 320

К. К. Курманалиев, Л. Д. Медведев, В. Т. Сургай, И. Д. Турдукеев, С. К. Шатемиров (Институт геологии АН Киргизской ССР). Ртуть в осадочных и эффузивно-осадочных формациях Южного Тянь-Шаня 322

И. Д. Турдукеев (Институт геологии АН Киргизской ССР). Ртутное оруденение в карбонатных породах девона центральной части высоких предгорий Туркестано-Алая 326

К. К. Курманалиев (Институт геологии АН Киргизской ССР). Геохимические признаки генетической связи ртутного и полиметаллического оруденения Южной Ферганы 331

Н. С. Скиба (Институт геологии АН Киргизской ССР). Металлогения стронция, бария и ртути в верхнемеловых отложениях Ферганской депрессии 332

Х. М. Юсупов (Институт геологии АН Таджикской ССР). Проблемы поисков ртутно-сурьмяных месторождений в Таджикистане . 333

К. К. Курманалиев (Институт геологии АН Киргизской ССР). Геохимические особенности распределения ртути в сульфидных минералах 334

IX. Металлогения свинца, цинка и меди . . . 338

Д. И. Горжевский, В. Н. Козеренко (ЦНИГРИ). Сравнительная геологическая и металлогеническая характеристика типов свинцово-цинковых провинций Тянь-Шаня и других регионов СССР . 339

А. Д. Шмулевич, Р. В. Земан, Г. М. Шуплецов, Е. Г. Краснов (САИГИМС, Управление геологии Таджикской ССР). Металлогения свинцово-цинкового оруденения Тянь-Шаня 340

Ю. И. Казанин, А. К. Каюпов, В. П. Стеценко, А. Е. Шлыгин (Институт геологических наук АН Казахской ССР). Металлогения месторождений цветных металлов Южного Казахстана . . . 342

С. Д. Туровский, Д. Н. Елютин (Институт геологии АН Киргизской ССР, Управление геологии Киргизской ССР). Полиметаллическое оруденение Северного Тянь-Шаня и его классификация . . 344

А. Б. Натальин, К. Т. Мустафин, М. М. Парфенюк, Ю. А. Кудрявцев (Управление геологии Киргизской ССР, Институт геологии АН Киргизской ССР, Институт геологии и геофизики АН Узбекской ССР, Сумсарский рудник). Закономерности размещения полиметаллического оруденения в Чаткальском хребте и горах Бозбутау . . . 352

М. Б. Бородаевская (ЦНИГРИ). Особенности и условия локализации колчеданных руд в структурно-формационных зонах с различной историей развития (на примере Урала, Кавказа и Тянь-Шаня) 355

Т. Джумалиев, В. Г. Королев (Институт геологии АН Киргизской ССР). Опыт применения сравнительного формационного анализа в выяснении условий образования и закономерностей пространственного размещения некоторых пластовых месторождений полиметаллов Киргизии и Казахстана 358

В. М. Попов, У. Асаналиев, Г. И. Давыдов, У. Хусаинов (Институт геологии АН Киргизской ССР). Металлогения среднепалеозойских карбонатных формаций Срединного Тянь-Шаня 360

М. Б. Орловский (Управление геологии Киргизской ССР). К вопросу об источнике металлов при образовании синхронной свинцово-цинковой минерализации в девонских отложениях Тянь-Шаня . 362

А. Д. Щеглов (ВСЕГЕИ). О телетермальных полиметаллических месторождениях и их месте в металлогении областей автономной активизации 364

З. Е. Бурыхина, В. И. Кнауф (Институт геологии АН Киргизской ССР). Основные черты металлогении Джергаланского района (Северо-Восточный Тянь-Шань) 366

З. Е. Бурыхина, Р. Дженчураева, Н. Н. Королева, В. В. Колесников, И. В. Покровская, И. А. Чекалова, С. А. Юшко, К. Узенов (Институт геологии АН Киргизской ССР, Управление геологии Киргизской ССР, Институт геологических наук АН Казахской ССР, САИГИМС, Московский геологоразведочный институт). Минералого-геохимические особенности руд и вопросы генезиса низкотемпературных свинцово-цинковых месторождений в карбонатных породах (на примере месторождений Средней Азии). 367

Н. Н. Королева, С. Я. Клемперт (САИГИМС). Опыт применения минералого-геохимических исследований при металлогенических построениях (на примере свинцово-цинковых месторождений восточной части Средней Азии) 368

Н. Ф. Павлов (Институт геологии АН Киргизской ССР). Клейо-

фан-пршибрамит-галенитовая минерализация западной части Киргизского хребта 370
И. В. Покровская, К. А. Чекалова, О. А. Ковриго (Институт геологических наук АН Казахской ССР). Процессы минералообразования на полиметаллических месторождениях Южного Казахстана Кетменский, Заилийский и Таласский хребты). 372
П. В. Зарицкий (Харьковский государственный университет). О возможности использования конкреций и минеральных новообразований в них как поисковых признаков полиметаллических рудных тел
И. М. Голованов, А. А. Землянов, Р. А. Мусин (Министерство геологии Узбекской ССР и Институт геологии и геофизики АН Узбекской ССР). Эндогенная металлогения меди Узбекистана на основе прогнозно-металлогенических схем 374
А. И. Попов, В. И. Попов, А. А. Филиппов, И. Д. Капустянский (Проблемная лаборатория осадочных формаций и осадочных руд ТашГУ, экспедиция МГ СССР). Южно-Тяньшаньский меловой медеоносный пояс 377

X. Металлогения других элементов 380

В. А. Хорват (САИГИМС). Рудные формации висмутоносных месторождений Средней Азии и некоторые общие закономерности их размещения 381
В. В. Овчинников (Управление геологии Киргизской ССР). Генетические особенности висмутовой минерализации западного окончания Заилийского Ала-Тау 382
Л. Н. Леонтьев, А. Н. Леонтьев, Ю. Е. Баранов (ИМГРЭ). Задачи и объекты редкометальной металлогении как специального металлогенического направления 386
Г. Б. Мелентьев, Н. А. Акелин (ИМГРЭ). Пространственно-генетическая зональность редкометальных дифференциатов гранитоидов в некоторых месторождениях Средней Азии и принципы ее изучения . 388
К. Л. Волочкович (ИМГРЭ). Геоантиклинальные поднятия как глубинные структуры, контролирующие редкометальные зоны. . 391
Ю. Е. Баранов, Л. А. Игнатьева (ИМГРЭ). Закономерности размещения редкометального оруденения в континентальных вулканогенно-осадочных формациях 393
Н. А. Солодов, Д. А. Захаровский (ИМГРЭ). О распределении пегматитовых месторождений во времени 395
Л. Н. Россовский (СНИИГГИМС). Памирско-Гиндукушская редкометальная пегматитовая провинция. 396
Г. Н. Щерба, Н. П. Сенчило, А. В. Кудряшов, Б. В. Ершов (Институт геологических наук АН Казахской ССР). Геология и редкометальное оруденение Южного Казахстана 398
Т. Н. Инфантопуло (ИМГРЭ). Редкометальная металлогеническая специализация щелочного комплекса в различных структурных зонах Южного Тянь-Шаня 400
Н. В. Нечелюстов, Б. Ф. Зленко (ИМГРЭ). Сравнительная металлогеническая характеристика скарново-рудных месторождений герцинид Средней Азии 401
Е. К. Подпорина, В. В. Бурков (ИМГРЭ). Роль кор выветривания в осадочной металлогении редких элементов 403
Ф. Г. Губайдулин (Институт геологии АН Киргизской ССР). Этапность образования одного из месторождений Таласского Ала-Тоо 4

У. У. Усманов (Институт геологии АН Киргизской ССР). Некоторые металлогенические особенности редкометального оруденения западной части Киргизского хребта 405
В. Ф. Ким (Институт геологии АН Киргизской ССР). Особенности распределения редкометальной минерализации на одном из месторождений Северной Киргизии 407
М. С. Кучукова, М. И. Исмаилов (Институт геологии и геофизики АН Узбекской ССР). Минералогические и геохимические индикаторы скрытых редкометальных месторождений (на примере Западного Узбекистана) 409
М. М. Адышев, К. Е. Калмурзаев, В. В. Шабалин (Институт геологии АН Киргизской ССР). Молибдено-ванадиевая рудоносность палеозоя Срединного Тянь-Шаня 411
О. М. Чугуевская, И. П. Новохатский, Н. М. Беляшов (Институт геологических наук АН Казахской ССР). Металлогенические особенности Тургайского палеозойского магнетитового пояса . . . 415
И. П. Новохатский (Институт геологических наук АН Казахской ССР). Кремнистые железо-марганцевые формации ордовика Тянь-Шаня и Казахстана 41
В. С. Чекунов (Трест «Ташкентгеология»). Металлогения марганца Западного Узбекистана 417
Л. Д. Медведев (Институт геологии АН Киргизской ССР). Марганцевые рудопроявления Киргизии 419
Л. П. Коннов (САИГИМС). Металлогенические эпохи бокситонакопления в Тянь-Шане 421
А. У. Абдуллаев (Институт геологии АН Киргизской ССР). Основные черты осадочной металлогении алюминия в Тянь-Шане . 422
А. Э. Кабо (Институт геологии АН Киргизской ССР). К проблеме образования пролювиальных россыпей в Киргизии . . . 424

Редакторы издательства И. В. Вожейко,
Т. К. Песковая, С. С. Чернов
Технический редактор М. Г. Попова
Корректор Р. В. Тарасова

Сдано в набор 14/III 1968 г. Подписано в печать 28/V 1968 г. Формат бумаги 60×90¹/₁₆. Бумага типографская № 2. Объем 27,25 п. л., уч. изд. 28 л. Д—06461. Заказ 588. Тираж 1200 экз. Цена 1 руб. 78 коп.
Издательство Академии наук Киргизской ССР
г. Фрунзе, ул. XXII партсъезда, 265-а

Типография Академии наук Киргизской ССР
г. Фрунзе, ул. Токтогула, 96

Цена 1 руб. 78 коп.

1215