

H

Li

Na

K

Rb

Ag

Au

Pr

Pa

Be

Ca

Po

W

Ra

Cu

Ti

Pt

Ir

Cd

Sr

U

Np

Ba

Cs

МЕТАЛЛОГЕНИЯ
И ГЕОХИМИЯ
УЗБЕКИСТАНА

АКАДЕМИЯ НАУК УЗБЕКСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ им. Х. М. АБДУЛЛАЕВА

553.1550.4(575.1)

МЕТАЛЛОГЕНИЯ И ГЕОХИМИЯ
УЗБЕКИСТАНА

1340



ИЗДАТЕЛЬСТВО „ФАН“ УЗБЕКСКОЙ ССР
Ташкент—1974



В работе рассматриваются геохимия и вопросы металлогении многих элементов — золота, вольфрама, молибдена, меди, свинца, цинка, серебра и комплекса редких элементов — рения, селена, теллура, индия, кадмия и др. Излагаются новейшие данные и оригинальные представления о происхождении и закономерностях распределения концентраций.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, изучающих рудные месторождения, а также минералогов, геохимиков и металлогенистов.

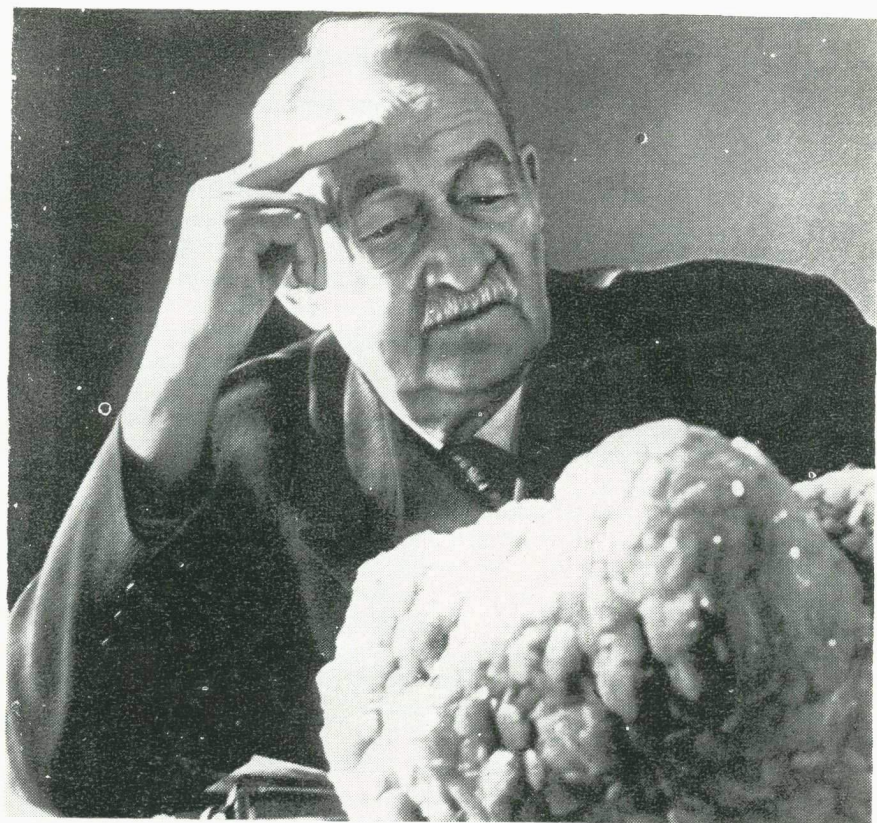
Редакционная коллегия

Акад. АН УзССР А. М. Акрамходжаев (главный редактор), чл.-корр. АН УзССР
Х. Н. Баймухамедов (зам. главного редактора), доктор г.-м. наук С. Т. Бадалов
(ответ. редактор), акад. АН УзССР Г. А. Мавлянов, акад. АН УзССР
В. И. Попов, чл.-корр. АН УзССР И. Х. Хамрабаев, акад. АН УзССР

А. С. Уклонский.



Издательство «Фан» УзССР, 1974 г.



УДК 012

Ф. И. Вольфсон

ДМИТРИЙ ИВАНОВИЧ ЩЕРБАКОВ

Среди плеяды крупнейших ученых нашей страны Д. И. Щербаков занимает особое место. Ученый огромной эрудиции, выдающийся геолог, внесший неоценимый вклад в развитие учения о рудных месторождениях и металлогении, ученик В. И. Вернадского, Ф. Ю. Левинсона-Лессинга и В. А. Обручева, соратник А. Е. Ферсмана и один из продолжателей их работ в области петрологии, геохимии и минералогии, разносторонний географ и неутомимый путешественник, он был и превосходным пропагандистом научных знаний, видным организатором наук о Земле, крупным общественным деятелем. Самоотверженным трудом, многочисленными геологическими открытиями Дмитрий Иванович завоевал огромный авторитет, уважение и благодарность производителей, научных работников в области геологии, геохимии и других отраслей, студенчества и учащихся во многих республиках Советского Союза. Имя его известно далеко за пределами нашей страны. Блестяще проводя в жизнь ленинскую национальную политику, он оказывал большую помощь в использовании естественных производительных сил, подготовке научных кадров и организации научных исследований в Узбекской, Таджикской, Киргизской, Туркменской, Армянской, Грузинской и Азербайджанской республиках.

Д. И. Щербаков родился 14 (1) января 1893 г. в г. Новозыбково Брянской губернии в семье инженера путей сообщения. Отец его, Иван Самсонович Щербаков, работал на железных дорогах Белоруссии и Украины. Мать, Юлия Львовна, по национальности итальянка, выросла и получила воспитание в Петербурге. В 1903 г. Д. И. Щербаков поступил в Харьковскую гимназию. Летние каникулы он проводил в семье своего товарища в Крыму. Здесь в походах по горам у него зародилась любовь к геологии и географии.

В 1908 г., после смерти отца, Дмитрий Иванович переехал в Петербург, в 1911 г. он окончил гимназию и поступил на металлургическое отделение Санкт-Петербургского политехнического

института, стал посещать студенческий кружок, организованный Ф. Ю. Левинсоном-Лессингом, а затем под его руководством проводил исследования вулканических пород Крыма. По рекомендации Ф. Ю. Левинсона-Лессинга в 1914 г. Д. И. Щербаков работал старшим коллектором в отряде И. А. Преображенского в Ферганской радиевой экспедиции, организованной В. И. Вернадским. Средняя Азия произвела на Дмитрия Ивановича неизгладимое впечатление. Дмитрий Иванович познакомился тогда с особыми приемами поисков радиоактивных элементов, и именно тогда он воспринял идею комплексности исследований, которую он блестяще воплотил в жизнь. Важно отметить, что еще в то время Дмитрий Иванович совместно с другими членами отряда занимался маршрутными поисками, при которых с его участием было открыто Кадамжайское сурьмяное месторождение.

Война 1914 г. застала Д. И. Щербакова в Ташкентском военном госпитале, где он лечился от брюшного тифа. В сентябре с большим трудом Дмитрий Иванович вернулся в Петербург, где начали возникать учреждения, работавшие на оборону страны. В связи с необходимостью создания отечественной сырьевой базы была организована комиссия сырья при Комитете военно-технической помощи, в состав которой вошли крупнейшие ученые — В. И. Вернадский, А. Е. Ферсман, Н. С. Курнаков и др.

В работе комиссии с начала ее создания принял самое активное участие Д. И. Щербаков. В 1915 г. он был направлен комиссией на поиски слюды на западном побережье Белого моря. Несмотря на позднюю осень, Д. И. Щербаков объездил северную часть Карелии и обнаружил крупные старинные разработки мусковита.

В 1916 г. по предложению А. Е. Ферсмана Д. И. Щербаков был направлен на Средний Урал для промышленной оценки месторождения алунита как возможного источника алюминиевого сырья.

Февральская революция 1917 г. застала его на побережье Белого моря, где он обследовал обширную территорию от Кандалакшского залива на севере до Онежского озера на юге. Однако продолжению этих исследований помешала гражданская война. В 1918 г. Дмитрий Иванович недолго пробыл в Петрограде, а затем направился в Крым.

В 1919—1920 гг. Д. И. Щербаков работал ассистентом на кафедре В. А. Обручева в Таврическом университете в Симферополе. В этом университете он одновременно продолжал прерванную учебу. В 1922 г., окончив естественное отделение с золотой медалью, Дмитрий Иванович возвратился в Петроград и стал научным сотрудником Отдела нерудных ископаемых Комиссии по изучению естественных производительных сил России (КЕПС) при Российской академии наук. По инициативе В. И. Ленина КЕПС издавала научные труды по минеральным ресурсам страны. Дмитрий Иванович готовил к изданию обширный труд «Неметаллические ископаемые» в 4 томах, который стал своеобразной эн-

циклопедией по различным видам минерального сырья, что оказало неоценимую помощь отечественной промышленности.

Педагогическую деятельность Дмитрий Иванович продолжил позднее в Ленинградском университете, где преподавал динамическую геологию с 1922 по 1927 г. и в Ленинградском политехническом институте, где был доцентом кафедры, руководимой Ф. Ю. Левинсоном-Лессингом. С 1928 по 1932 г. Д. И. Щербаков читал курс «Рудные месторождения».

С 1925 по 1930 г. Дмитрий Иванович работу в академических учреждениях совмещал с работой старшего радиолога геохимического отдела Государственного радиового института и продолжал экспедиционные исследования в Средней Азии. В 1928 г. Дмитрий Иванович в качестве заместителя начальника советско-германской высокогорной экспедиции посетил Памир. До 1938 г. он был научным руководителем Таджикско-Памирской экспедиции, с 1934 г. получившей название Среднеазиатской. В эти же годы Щербаков изучал пустыни Каракум (1925, 1926 и весна 1929 г.) и Кызылкум. Посещение совместно с А. Е. Ферсманом района Серных бугров позволило дать положительную промышленную оценку этих месторождений и выявить их экзогенное происхождение. При проведении этих работ Дмитрий Иванович участвовал также в различных комплексных исследованиях (геологических, технологических и географических). Так, совместно с П. А. Волковым им были разработаны основы технологии каракумской серной руды, что позволило обосновать постройку небольшого серного завода.

В результате географических исследований, проведенных в пустынях, Д. И. Щербаков сделал ряд интересных геоморфологических наблюдений над отдельными формами рельефа пустыни. Он пришел к выводу о значительной роли явлений водной эрозии, предшествовавших образованию золотых песчаных дюн и барханов, высказывал интересные предположения о значительном воздействии карстовых процессов на создание рельефа котловин в пределах северных областей, об особых условиях залегания линз пресной воды на соленых грунтовых водах в центральной части изученных пустынь и об увеличении водных запасов этих линз за счет сбора дождевых вод на поверхности такыров.

Особенно большие успехи были достигнуты Д. И. Щербаковым при поисках и изучении рудных месторождений. Дмитрий Иванович Щербаков и его помощники открыли целую серию месторождений сурьмы и ртути. Ученый установил, что все сурьмяно-ртутные месторождения Южной Ферганы тяготеют к зонам разрывных нарушений; главные месторождения локализуются в тектонических контактах сланцев и песчаников, образующих висячий бок рудных тел с известняками, залегающих в лежащем боку. Он высказал мысль, что антимонит кристаллизовался на несколько больших глубинах и выделился раньше, чем киноварь. В 1927 г. Д. И. Щербаков впервые наметил Южно-Ферганский сурьмяно-

ртутный пояс, проходящий вдоль предгорьев Алайского хребта примерно параллельно простираению складчатости, и определяемый серией разрывных нарушений. Выделение этого пояса способствовало более целеустремленному проведению поисково-разведочных работ. Характеристика условий локализации этого оруденения сохранила значение до наших дней.

Д. И. Щербаков внес большой вклад в развитие учения о месторождениях радиоактивных элементов. Его деятельность в этом направлении, начатая еще в 1914 г., широко развернулась после Великой Октябрьской революции. В течение многих лет Д. И. Щербаков вел исследования в области радиогеологии, и в 1932 г. была опубликована его известная работа о месторождениях урана и радия.

Глубокие знания Д. И. Щербакова в области геологии урано-радиевых месторождений приобрели особенно большое значение в 40-е годы, когда была разрешена проблема использования атомной энергии и особую важность стали иметь работы по созданию минерально-сырьевой базы атомной промышленности. Для советской радиогеологии в это время в значительной степени основополагающими были труды Д. И. Щербакова. Особое значение придавалось его работам по геологии месторождений радиоактивных элементов, в которых приведены ценные сведения по геохимии и минералогии урана, охарактеризованы генетические типы месторождений и предложены поисковые критерии.

В 1946 г. по инициативе Д. И. Щербакова был издан сборник статей геологов Северной Америки по карнотитовым месторождениям западных штатов США. В предисловии к сборнику ученый глубоко проанализировал вопрос о генезисе этих месторождений, подчеркнул важность выявления первичных руд, за счет окисления которых возникли карнотиты, и отметил, что в общепринятые схемы генезиса урановых месторождений в песчаниках не укладываются Туямунское месторождение, возникшее в связи с деятельностью гидротерм или фреатических восходящих вод. Следует заметить, что в настоящее время многие урановые месторождения мира, залегающие в песчаниках, относятся не к экзогенным, а к гидротермальным образованиям, что подтверждает мнение Д. И. Щербакова об их генезисе.

Руководя поисковыми работами Таджикско-Памирской, а затем Среднеазиатской экспедиции Академии наук СССР, Д. И. Щербаков организовал впервые в стране комплексные исследования всех рудных месторождений в республиках Средней Азии. В относительно короткий срок коллектив геологов Средней Азии, Москвы и Ленинграда, руководимый Д. И. Щербаковым, выявил в республиках Средней Азии большую часть ныне известных месторождений полезных ископаемых, на базе которых создана горнорудная промышленность Узбекистана, Таджикистана, Киргизии и Туркмении. Эти исследования отличались большой целеустремленностью, глубиной и широтой охвата. Публикация их результатов

в виде специальных выпусков и отдельных монографий сыграла большую роль в развитии учения о рудных месторождениях в нашей стране.

Особенно большую научную и практическую ценность представляют опубликованные в период первых довоенных пятилеток работы Д. И. Щербакова, посвященные геологии и геохимии цветных, редких и малых металлов Средней Азии. Он предположил, что в пределах этой территории важное значение могут иметь редкометальные месторождения различных генетических типов — оловяносные пегматиты, оловоносные скарны с сульфидами, шеелитоносные скарны, сульфидно-касситеритовые, кварц-молибденитовые, молибдено-медные месторождения (медно-порфирировых руд), месторождения медно-висмутитовые и других редких металлов. Практика в основном подтвердила правильность его предположений. Большинство намеченных Д. И. Щербаковым типов месторождений действительно получило промышленное значение.

Следует подчеркнуть, что Д. И. Щербаков не только изучал месторождения отдельных металлов и выяснял их генетические и промышленные типы, но и стремился выяснить закономерности их пространственного размещения. Им был выделен особый, тяньшаньский, тип оруденения, характеризующийся многометальностью и разнообразием месторождений, развитых на территории Средней Азии.

Анализируя закономерности размещения месторождений и рудопроявлений Алайского и Туркестанского хребтов, Д. И. Щербаков впервые охарактеризовал региональную зональность оруденения. Он показал, что наряду с выделенным им ранее Южно-Ферганским сурьмяно-ртутным поясом к югу от него и параллельно ему вдоль Алайского и Туркестанского хребтов вытянут мышьяково-полиметаллический пояс, а далее к югу, уже в пределах осевой части упомянутых хребтов, проходит оловорудный (пегматитовый), и каждый из этих поясов отличается историей геологического развития, тектоникой и составом магматических образований, но развитые в их пределах месторождения имеют близкий возраст. Пегматитовый пояс, о котором Д. И. Щербаков неоднократно сообщал в печати, представляет собой громадную дугообразную зону, протягивающуюся от высочайшего горного узла в истоках р. Зарафшан через горы Нурата, останцы Кызылкумов до гор Султануиздаг. Все дальнейшие поисково-разведочные работы на территории Алайского, Туркестанского хребтов и палеозойских останцов Кызылкумов основывались на этих идеях Д. И. Щербакова, в результате была выявлена целая серия важных промышленных месторождений различных металлов.

Опыт, накопленный при изучении месторождений Средней Азии и закономерностей их размещения, позволил Д. И. Щербакову указать на возможность открытия различных месторождений, прежде всего редких и малых металлов, в других провинциях нашей страны. В те годы он описал особенности геологии, генетиче-

ских и промышленных типов оловорудных, вольфрамовых, молибденовых и других месторождений редких металлов, радиоактивных, сверхредких и рассеянных элементов. Он призывал геологов и руководителей геолого-разведочной службы страны организовать рудничную геологическую службу на редкометалльных горнорудных предприятиях. Д. И. Щербаков неоднократно указывал, что наряду с геологоразведочными работами на выявленных перспективных площадях необходимо расширять исследования для подготовки новых площадей на поиски в будущем. Он учитывал, что по мере развития социалистической промышленности потребность в редких металлах будет увеличиваться.

Усилия Д. И. Щербакова и руководимых им геологов, работавших над созданием минерально-сырьевой базы редкометалльной промышленности, дали блестящие плоды. Еще в период предвоенных пятилеток были выявлены крупнейшие месторождения разнообразных редких металлов. В 1938 г. он писал, что за прошедшие 20 лет в стране создана сырьевая база редких и малых металлов совершенно заново и полностью и отмечал успехи: «Уже первые шаги промышленности редких металлов привели к установлению ряда месторождений мирового масштаба»¹.

В предвоенные годы и в период Великой Отечественной войны Д. И. Щербаков много внимания уделил изучению геологии и геохимии рудных месторождений Большого и Малого Кавказа. Им были намечены закономерности развития и размещения различных рудных формаций. Он пришел к выводу о многовозрастности рудных месторождений этой провинции, хотя месторождения молибдена, вольфрама и мышьяка древних и более молодых эпох представляют собой генетически сходные образования и связаны с близкими дифференциатами гранитоидной магмы.

Ученый обратил внимание на проявленную в пределах месторождений Кавказа вертикальную зональность оруденения, охарактеризовал структурный контроль оруденения и локализацию его в зонах разрывных нарушений, прослеживающихся в куполах складок. По мнению Д. И. Щербакова, с мезозойским интрузивным магматическим циклом связано формирование известного Тырнеаузского молибденит-шеелитового месторождения скарновой формации. Он считал, что положение данного и других эндогенных рудных месторождений Северного Кавказа определяется не только продольными северо-западными нарушениями, но и поперечными разломами антикавказского направления. Это подтвердилось дальнейшими исследованиями и имеет важное значение в настоящее время при поисках новых месторождений.

С 1932 г. Д. И. Щербаков занимал пост заместителя директора вновь созданного Геохимического института им. М. В. Ломоносова (директором был А. Е. Ферсман). В 1934 г. институты Академии

¹ Д. И. Щербаков. Сырьевая база редких металлов СССР. «Редкие металлы», 1938, № 1.

наук СССР были переведены из Ленинграда в Москву. А. Е. Ферман и Д. И. Щербаков руководили институтом до 1938 г., когда произошло слияние Ломоносовского петрографического и Геологического институтов в комплексный Институт геологических наук (ИГН АН СССР), где Дмитрий Иванович с 1938 по 1941 г. руководил работой минералогического сектора.

По его инициативе в 1932 г. было принято решение СНК Таджикской ССР об организации Таджикской базы Академии наук в Душанбе и Геохимической станции этой базы в Ходженте (ныне Ленинабад), директором которой он был назначен. Д. И. Щербаков направил усилия исследователей на комплексное изучение геологии месторождений Карамазара и прилегающих районов. Много внимания он уделил также организации базы Академии наук ТаджССР, а затем комитетов наук и геологических институтов республиканских академий — Таджикской, Узбекской и Киргизской.

В 1936 г. Д. И. Щербакову была присуждена ученая степень доктора геолого-географических наук по совокупности работ.

В годы Великой Отечественной войны Дмитрий Иванович много сил и энергии отдал поискам стратегического сырья на Кавказе и одновременно с этим оказывал непосредственную помощь военным организациям географическими исследованиями. За активную помощь фронту Д. И. Щербаков в 1945 г. был награжден орденом Красной Звезды и медалью «За оборону Кавказа».

После окончания войны возникла потребность в создании отечественной сырьевой базы новых видов важнейшего минерального сырья, и ученый возглавил новое научное направление: с 1943 по 1948 г он был научным руководителем одного из секторов Всесоюзного института минерального сырья (ВИМС). В 1946 г. ему было присвоено звание профессора, и в том же году он был избран членом-корреспондентом Академии наук СССР.

Поле научной деятельности Д. И. Щербакова становилось все более широким. Он составлял научные сводки, читал лекции на специальных курсах переквалификации геологов, одновременно продолжал изучать геологические и геохимические особенности процессов рудообразования, консультировал и направлял работы многих геологических организаций, по-прежнему осуществлял научное руководство аспирантами и научными работниками, принимал участие в экспертизах и работах государственных комиссий. Он находил все новые и новые формы связи науки с промышленностью и внедрения научных результатов в производство.

С 1949 г. Дмитрий Иванович возобновил интенсивную научную работу в ИГН АН СССР, осуществлял научное руководство минералогическим отделом и вновь созданной в 1946 г. по его инициативе Среднеазиатской экспедицией АН СССР.

Многообразная и чрезвычайно плодотворная научная и научно-организационная деятельность Д. И. Щербакова принесла ему заслуженный авторитет выдающегося ученого среди широких

кругов геологов. 23 октября 1953 г. его избирают действительным членом Академии наук СССР. В том же году Дмитрий Иванович занял пост академика-секретаря Отделения геолого-географических наук АН СССР и в течение 10 лет был бессменным руководителем и организатором всей советской геологии и географии. Несмотря на большую загруженность научно-организационной и административной работой, Дмитрий Иванович продолжал научные исследования, которые принимали более многогранные формы. Он работал в Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций, которая провела целую серию всесоюзных совещаний. Деятельно участвовал в работах высокоширотной экспедиции и дрейфующих станций «Северный полюс-3» и «Северный полюс-4» и попутно детально ознакомился с побережьем Сибири. Особенно внимательно следил он за данными измерения глубин океана — его, например, очень заинтересовал подводный хребт Ломоносова, протянувшийся от Новосибирских островов до Земли Элсмira.

В 1955 г. Д. И. Щербаков становится председателем Научного совета по антарктическим исследованиям при АН СССР, его интересуют проблемы океанического рельефа, в строении океанических впадин он видел важнейшие элементы структуры земного шара.

Д. И. Щербаков принимал участие в ряде международных конгрессов, съездов, совещаний. В августе—сентябре 1956 г. он возглавлял советскую делегацию геологов на XX Международном геологическом конгрессе в г. Мехико и был одним из соавторов доклада «Геология центральной части Полярного бассейна». Осенью 1957 г. Дмитрий Иванович посетил Бангкок (Таиланд) в качестве главы советской делегации на IX Тихоокеанском конгрессе. В 1959 г. он возглавил делегацию советских геологов на Первом океанографическом конгрессе в Нью-Йорке. В 1960 г. был главой делегации советских ученых в Индии. Он посетил также Северный Китай, Францию, Чехословакию, ГДР и Италию.

Дмитрий Иванович Щербаков активно участвовал в организации исследований по разнообразным научным проблемам: сверхглубокому бурению, освоению пустынь, охране природных ресурсов, комплексному освоению месторождений полезных ископаемых. Он уделял также большое внимание работе ведущих научных журналов. С 1954 г. в течение ряда лет Дмитрий Иванович был главным редактором журнала «Известия АН СССР», серия геологическая и до конца жизни — членом редколлегии. С 1957 г. Д. И. Щербаков становится редактором журнала «Природа». Под его редакцией выходило много научных сборников, специальных монографий и научно-популярных книг.

Огромное внимание Дмитрий Иванович уделял популяризации геологических знаний. С 1959 г. он становится председателем Научного совета научно-популярного кино. Он был членом правления Всесоюзного общества «Знание», а также заместителем

председателя общества «Знание» РСФСР и председателем геолого-географической секции этого общества. Д. И. Щербаков часто выступал с научно-популярными лекциями по радио, телевидению, им написано много научно-популярных книг и статей. Все, что им сделано в этой области, охарактеризовать трудно. Много творческих сил он отдал созданию очерков о жизни и деятельности своих учителей — В. И. Вернадского, В. А. Обручева, А. Е. Ферсмана, Ф. Ю. Левинсона-Лессинга.

Возглавляя работу двух научных отделов ИГЕМ АН СССР, Д. И. Щербаков вновь обращается к металлогеническим исследованиям, изучению месторождений редких металлов, особенно в районе Киргизской ССР, выезжает туда по два-три раза в год. По-прежнему он придает большое значение подготовке научных работников и прежде всего высококвалифицированных национальных кадров в союзных республиках, отдавая этому много времени. В сущности, большинство ученых-геологов республик Средней Азии и Кавказа — его ученики.

Правительство высоко оценило научную и научно-организационную деятельность Дмитрия Ивановича Щербакова, наградив его двумя орденами Ленина, двумя орденами Трудового Красного Знамени, орденом Красной Звезды и медалями. В 1964 г. за плодотворную научную деятельность ему присуждено звание Заслуженного деятеля науки и техники Киргизской ССР. В 1964 г. за плодотворную научную деятельность Дмитрию Ивановичу была присуждена золотая медаль имени академика А. П. Карпинского, а в 1965 г. за разработку геолого-геохимических основ поисков полезных ископаемых он был удостоен Ленинской премии.

Д. И. Щербаков обладал глубоким исследовательским талантом, верной научной интуицией, его интересы были многогранны, он обладал неиссякаемым жизнелюбием. Обаятельный и сердечный человек, Дмитрий Иванович был связан с широкими кругами научных работников, инженеров, учителей, краеведов и школьников, пользовался огромным авторитетом и любовью.

Жизнь и деятельность академика Дмитрия Ивановича Щербакова — пример верного служения науке и советскому народу.

УДК 553.061.2+553.065

Х. Н. Баймухамедов, Т. З. Закиров, М. Х. Турсунов

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ СВЯЗИ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ С ИНТРУЗИЯМИ (ЮГО-ЗАПАДНЫЕ ГИССАРЫ)

Связь гидротермального оруденения Юго-Западного Гиссара с интрузиями рассмотрена в работах Х. М. Абдуллаева (1, 2), С. Т. Бадалова и др. (3), Р. Б. Баратова (4), Б. Ф. Василевского (5), Е. М. Горечкой и др. (6), И. М. Исамухамедова и др. (17), И. Х. Хамрабаева и др. (8) и др. В них приводятся конкретные

геохимические и структурные критерии этих связей. Эта статья затрагивает только вопросы пространственной связи.

В Юго-Западных Гиссарах широко развит интрузивный комплекс гранитоидного ряда. Интрузивные породы в районе занимают около 3/4 площади выходов домезозойских образований, поэтому выявление связи оруденения с различными формациями интрузивных пород имеет большое практическое значение.

Роль интрузивных пород в гидротермальном рудообразовании установлена для большинства известных рудопроявлений, причем по количеству рудных объектов, пространственно связанных с ними, можно представить в убывающем порядке следующий ряд: 1) интрузивные (субвулканические) кварцевые порфиры, 2) лейкократовые и аплитовидные граниты и аляскиты, 3) двуслюдяные граниты, 4) гранодиориты и кварцевые диориты, 5) порфирировидные граниты, 6) диабазовые порфириты, 7) габбро-диабазы, 8) серпентиниты, 9) лампрофиры. В связи с неравномерностью распространения этих пород нами подсчитано количество гидротермальных рудопроявлений на единицу площади их развития. В таком случае картина несколько меняется и получается следующий ряд: 1) двуслюдяные граниты, 2) субвулканические кварцевые порфиры, 3) лейкократовые и аплитовидные граниты и аляскиты, 4) порфирировидные граниты, 5) гранодиориты, кварцевые диориты и 6) другие.

По пространственному соотношению гидротермальных рудопроявлений с различными интрузивными телами Юго-Западного Гиссара только для 79 рудопроявлений, относящихся к наиболее высокотемпературным рудным формациям, отмечается пространственная связь с интрузивами.

Для выяснения той или иной формы связи выделены концентрические зоны распространения гидротермального оруденения, начиная от внутренних частей интрузий до 3—4 км за их пределами (см. рис. 2).

Для группы удаленных рудопроявлений не удалось собрать необходимые данные, которые позволили бы создать строгую схему распределения на всем протяжении до 3—4 км от интрузивного контакта. Для остальных пяти зон приводимые материалы можно считать достаточно полными.

Основные и ультраосновные породы развиты незначительно (небольшие выходы в районе Кундаджуваза, Захчи и др.). С ними связано единственное рудопроявление хризотил-асбеста.

Габбро-диабазы образуют отдельные небольшие субвулканические тела в Сурхантау и на северных склонах Гиссарского хребта в районе Захчи. В пространственной связи с ними находятся три рудопроявления, относящиеся к кварц-карбонатно-полиметаллической и колчеданно-полиметаллическим формациям. Жильные рудопроявления кварц-карбонатно-полиметаллической формации залегают внутри и в экзоконтактной части субвулканических тел, а колчеданно-полиметаллической — в экзоконтакте.

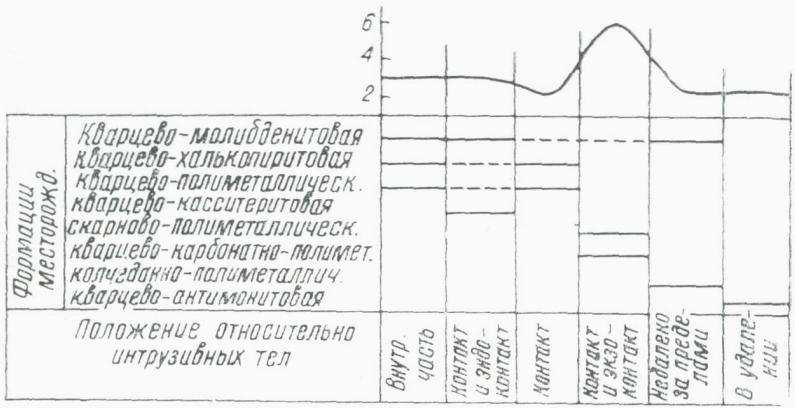
Диориты, кварцевые диориты и гранодиориты широко распространены как в Гиссарских горах, так и в их юго-западных отрогах. Известно 8 рудопроявлений, находящихся в пространственной связи с ними. Основная их масса приурочена к эндоконтактовой и контактовой частям интрузивных тел, и только одно жильное рудопроявление кварцево-полиметаллической формации находится за пределами интрузива (рис. 1). Этот тип оруденения вообще очень широко распространен в Юго-Западных Гиссарах и чаще всего залегает в пределах эндо- и экзоконтакта. Положение кварцево-касситеритовой, скарново-полиметаллической и кварцево-халькопиритовой формаций типично и для других интрузивных пород.

Кварц-касситеритовое оруденение в виде мелких жил и прожилков залегает в зоне грейзенизации интрузивных пород, а кварцево-халькопиритовое — в зоне дробления и окварцевания. Кварцево-полиметаллические руды накладываются на ослабленные зоны скарнов. Кварц-карбонатно-полиметаллическая формация представлена двумя объектами, залегающими в совершенно одинаковых позициях.

Четкая пространственная связь отмечается для двуслюдяных гранитов, распространенных в палеозойских обнажениях Сурхантау и Байсунтау. Небольшие тела их прорывают докембрийскую метаморфическую толщу и перекрываются нижнекарбонowymi осадочно-вулканогенными отложениями. В пространственной связи с ними находятся 10 гидротермальных рудопроявлений, размещенных в трещинах и зонах мелкой трещиноватости по периферии интрузивных тел; они представлены кварцевыми жилами и прожилками с мелкими вкраплениями рудных минералов.

Все рудопроявления можно сгруппировать в четыре рудные формации — кварцево-касситеритовую, кварцево-вольфрамитовую, кварцево-полиметаллическую и кварц-золоторудно-полиметаллическую (рис. 1). Первые две формации размещаются в эндоконтактовой части интрузивных тел, непосредственно прилегая к контакту с вмещающими породами (чаще всего гнейсы), причем большинство рудопроявлений сопровождается грейзенизацией, а последние две формации — только окварцеванием. Следует отметить близкую родственность высокотемпературных рудопроявлений олова и вольфрама, которые занимают эндоконтактовую позицию; они сродни двуслюдяным гранитам также по времени. Кварцево-полиметаллическое оруденение по температуре образования и составу близко к кварц-золоторудно-полиметаллической формации. Пространственная связь этих формаций с двуслюдяными гранитами объясняется благоприятностью контактовой среды для размещения наложенного оруденения.

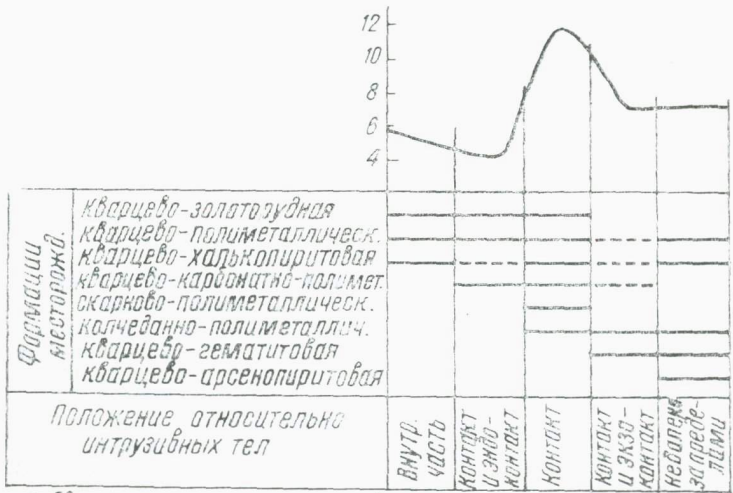
Лейкократовые и аплитовидные граниты и аляскиты чаще всего встречаются в одном и том же интрузивном теле и являются продуктами различной степени дифференциации единого магматического очага (7). Поэтому аналогично комплексу кварцевых



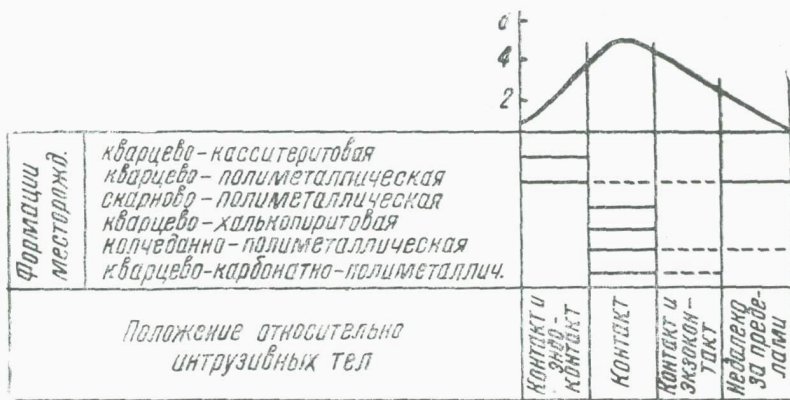
Гранитоидами повышенной щелочности (по 20 рудопроявлениям)



Порфировидными гранитами (по 8 рудопроявлениям)



Субвулканическими телами кварцевых порфиров (по 30 рудопроявл.)



Диоритами, кварцевыми диоритами и гранодиоритами (по 8 рудопроявлениям,)



Дибуслодяными гранитами (по 10 рудопроявлениям)

диоритов мы рассматриваем их совместно под названием гранитов повышенной щелочности. Эти породы очень широко распространены в районе и обычно представлены крупными массивами. Всего известно около 20 рудопроявлений, пространственно тяготеющих к ним.

Наблюдается довольно отчетливая зональность в распределении рудных формаций относительно интрузивных массивов (рис. 1). Кварц-касситеритовое и кварц-молибденитовое оруденение тяготеет к эндоконтакту, т. е. к зоне грейзенизации. Кварц-халькопиритовая и кварц-полиметаллическая формации, родственные по условиям и температуре образования, находятся, как и в других формациях интрузий, в основном в контактовой, эндоконтактовой

Рис. 1. Зональность распределения гидротермального оруденения, пространственно связанного с интрузивами.

и внутренней частях. Скарново-полиметаллическое оруденение в них чаще уходит в экзоконтактовую зону, тогда как для других пород отчетлива непосредственно контактовая позиция оруденения. Кварц-карбонатно-полиметаллическая, колчеданно-полиметаллическая и кварц-антимонитовая формации по пространственному положению соответствуют другим интрузивным комплексам. Такая зональность характерна для многих рудных районов Советского Союза.

Порфиоровидные граниты развиты главным образом в Яккобагских горах и в Кугитангтау в виде небольших штоков и дайкообразных тел и являются, по-видимому, перимагматическими отщеплениями доверхнекарбонатового гранитоидного комплекса. С ними связаны рудопроявления скарново-полиметаллической, кварц-халькопиритовой и кварц-карбонатно-полиметаллической формаций (рис. 1).

Субвулканические тела кварцевых порфиров широко развиты в юго-западных отрогах Гиссарского хребта (главным образом в Яккобагских горах и Сурхантау). В эту группу мы включаем кварцевые порфиры нижнекарбонатового и пермского комплексов, поскольку пространственные соотношения рудопроявлений, связанных с ними, имеют много общего.

Из 40 рудопроявлений, относящихся к восьми рудным формациям (рис. 1), кварц-золоторудно-полиметаллические, кварц-полиметаллические, кварц-халькопиритовые, кварц-карбонатно-полиметаллические и скарново-полиметаллические формации имеют зональность, характерную для других интрузивных пород, особенно кислого состава. Остальные три формации (колчеданно-полиметаллическая, кварц-гематитовая и кварц-арсенопиритовая) тяготеют к субвулканическим кварцевым порфирам. Они в приведенном порядке вытягиваются на внешнюю сторону субвулканических тел, часто перекрывая друг друга (рис. 1).

Скарнированию подвергаются обычно крупные ксенолиты гнейсов и известняков, а наложенное оруденение редко выходит за их пределы. Формация колчеданно-полиметаллических руд чаще всего залегает в межпластовых срывах и отслоениях. При этом рудные тела прерывного или непрерывного характера протягиваются на несколько сот метров во внешнюю сторону от контакта. Кварц-гематитовая и кварц-арсенопиритовая формации, представленные единичными объектами, расположены на некотором удалении во внешнюю сторону от контакта субвулканических кварцевых порфиров.

Анализ связи оруденения с основными интрузивными породами показал, что зональное распределение гидротермального оруденения для различных формаций интрузивных пород имеет очень близкий характер. Например, среднетемпературная кварц-золоторудно-полиметаллическая формация не выходит за пределы контуров интрузивных пород, высокотемпературные формации олова и вольфрама располагаются в эндоконтактовой части интрузий,

колчеданно-полиметаллическая — главным образом во внешних близконтактных зонах субвулканических пород и т. д. Это позволило нам проверить зональность гидротермальных рудных формаций относительно интрузивных тел вообще, без учета их состава и фашиальности (рис. 2).

Интересно, что все известные 8 рудопроявлений кварц-золоторудно-полиметаллической формации залегают внутри интрузивных масс и в их эндоконтакте; кварц-касситеритовые и кварц-вольфрамитовые формации занимают строго эндоконтактную позицию, независимо от состава интрузивных тел; скарново-полиметаллическая располагается в контактовой и экзоконтактной полосе; колчеданно-полиметаллическая, в формировании которой метасоматические процессы играют значительную роль, еще больше растя-

1340

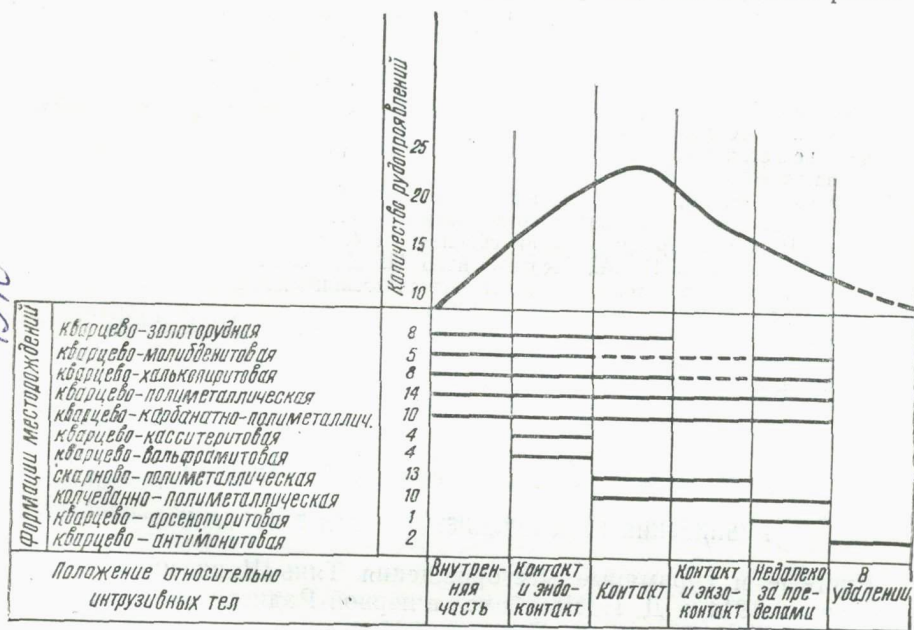


Рис. 2. Зональность распределения оруденения в связи с интрузивными породами (по 79 рудопроявлениям юго-западных отрогов Гиссарского хребта).

гивается во внешнюю сторону от субвулканических интрузий; кварц-гематитовая, кварц-арсенопиритовая и кварц-антимонитовая, представленные единичными объектами, располагаются цепочкой соответственно в экзоконтактной зоне, недалеко от нее и в удалении от интрузивных тел; кварц-молибденитовая, кварц-халькопиритовая, кварц-полиметаллическая и кварц-карбонатно-полиметаллическая встречаются почти во всех зонах.

Таким образом, интрузивные образования играют важную роль в размещении высоко- и среднетемпературных гидротермальных



ных месторождений как благоприятный геолого-структурный фактор.

Наибольшее количество гидротермальных месторождений тяготеет непосредственно к контактовой зоне интрузивных тел, что можно объяснить повышенной ослабленностью плоскости контакта.

Выявленные закономерности вполне объективны и заслуживают внимания при прогнозировании определенных рудно-формационных типов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдуллаев Х. М. Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузиями. Изд. 2-е, Госгеолтехиздат, 1954.
2. Абдуллаев Х. М. Дайки и оруденение. Госгеолтехиздат, 1957.
3. Бадалов С. Т., Голованов И. М., Михайлова Ю. В. Сравнительная минералого-геохимическая характеристика эндогенных рудопроявлений Южного Узбекистана. В кн. «Геология и рудоносность палеозоя Южного Узбекистана», Записки Узб. отд. ВМО, вып. 17, 1965.
4. Баратов Р. Б. Интрузивные комплексы южного склона Гиссарского хребта и связанное с ними оруденение. Изд-во «Дониш», 1956.
5. Василевский Б. Ф. Дайки и оруденение в Юго-Западных Гиссарах. Изд-во «Фан» УзССР, 1968.
6. Горецкая Е. М., Морозенко Н. К. Магматизм и металлогения в палеозойской истории геологического развития Южного Гиссара (Южный Тянь-Шань). Петрографический сборник, № 4, ВСЕГЕИ, 1962.
7. Исамухамедов И. М., Купченко П. Д., Василевский Б. Ф. Магматизм и некоторые вопросы металлогении юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Изд. ТашГУ, 1962.
8. Хамрабаев И. Х. [и др.] Магматические комплексы Узбекистана и их металлогеническая специализация. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. VIII, М., Изд-во «Наука», 1967.

УДК 546.499(575.12/13)

В. И. Попов, В. И. Троицкий, А. С. Теленков

АЛЬПИЙСКИЕ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ РУТУИ В ФЕРГАНЕ

Ртутные и сурьмяные месторождения Тянь-Шаня начал изучать еще в 1914 г. Д. И. Щербаков в первой Радиевой экспедиции, а затем систематически с 1925 г.

С именем Д. И. Щербакова связана организация в Южном Тянь-Шане с 20-х годов широких поисковых работ для нахождения месторождений сурьмы и ртути. Они блестяще завершились в те же 20-е годы выявлением крупного Южно-Ферганского ртутно-сурьмяного пояса с такими месторождениями, как Хайдаркан, Кадамджай и др. Южно-Ферганский пояс был прослежен далеко по простиранию Южного Тянь-Шаня, до района Зарафшана и Мальгузарских озер на западе и Центрального Тянь-Шаня на востоке. В этих работах участвовали А. Ф. Соседко, А. А. Сауков, В. М. Бирюков, В. Э. Поярков и В. И. Попов, опубликовавший затем свои воспоминания о той руководящей роли, которую сыграл Д. И. Щербаков в организации этих работ (2).

В опубликованных материалах до сих пор мало освещено теоретическое и прикладное значение первоначально высказанной Д. И. Щербаковым в 20-х годах мысли о том, что в Средней Азии проявился альпийский процесс образования месторождений ртути и сурьмы восходящими гидротермальными растворами. Они связаны широтными разломами, которые, по его мнению, явились отголосками новейшего горообразования на Памире (4, 5, 6, 7).

Недооценка значения этой ранней идеи Д. И. Щербаковым и другими исследователями, вероятно, связана с тем, что она не подтвердилась в применении к большей части ранее изучавшихся ртутных и сурьмяных месторождений Южного Тянь-Шаня, оказавшихся связанными с варисским магма-тектоническим циклом.

Между тем, идея Д. И. Щербакова об альпийском рудогенезе ртутных месторождений Средней Азии не только обосновывалась имевшимися у него данными, но получила подтверждение в последние годы.

Еще в 1914 г. была найдена Киноварная карстовая пещера на территории позднее открытого ртутно-сурьмяного месторождения Чаувай, что и явилось толчком к постановке здесь в 1925 г. поисковых работ, осуществленных А. Ф. Соседко, В. М. Бирюковым и В. И. Поповым и закончившихся открытием данного месторождения. Хотя месторождение Чаувай по всем своим геологическим и минералого-геохимическим особенностям несомненно сходно с другими варисскими месторождениями ртути в Тянь-Шане, однако сама пещера с полным основанием была отнесена Д. И. Щербаковым к альпийским рудообразованиям. Об этом говорит нахождение здесь киновари в карстовой пещерной полости, отложение тонких налетов киновари между наслоениями свежих белых мелкозернистых кальцитовых сталагмитовых кор, наконец, продолжаясь отложение таких же кор в настоящее время.

Значительное содержание ртути установлено также в низкотемпературных баритах, отложенных в карстовых пещерах Тюя-мюна, детально изучавшегося Д. И. Щербаковым и А. Е. Ферманом. Для этого месторождения ими допускалось его отложение постэоценовыми термальными процессами.

Таким образом, в данных случаях несомненно переотложение киновари водными растворами в эпоху альпийской металлогении. Эти примеры показывают, что подобные рудообразования приобретают поисковое значение уже в том отношении, что они могут быть спутниками довольно крупных месторождений ртути и толчком к постановке поисков в соответствующем районе.

В данном случае ртутные рудообразования имеют вторичное происхождение и, скорее всего, связаны с нисходящими растворами.

Возможно также вторичное происхождение выделений самородной ртути, установленное В. Ю. Запрометовым и О. Д. Шевченко в 1971 г. в четвертичном лессовидном делювии на террасе у киш. Ворух в Южной Фергане. Однако не исключено, что в

данном случае ртуть мигрировала в парообразном состоянии из таких формаций снизу.

В. Ю. Запаметов (устное сообщение) наблюдал на Хайдаркане в холодные утренние часы капельную ртуть на поверхности образцов руды, содержащих киноварь. Днем же они исчезали, видимо, испаряясь под горячими лучами солнца. А. П. Федченко наблюдал, что самородную ртуть население Дарауткуртана улавливало из речных вод с помощью шкур.

Н. А. Никифоров (устное сообщение) отметил, что нередко в Южном Тянь-Шане киноварь находится в известняках только вблизи поверхности, но исчезает с глубиной, в разведочных выработках. Это отмечено, в частности, в месторождениях Атбаши в Центральном Тянь-Шане. Независимо от него, это же было констатировано геологами Министерства геологии УзССР при вскрытии рудопоявления ртути в горах Бельтау (Центральные Кызылкумы).

По его мнению, это связано с летучестью сернистой ртути, которая выделяется из недр Земли и в парообразном состоянии перемещается вверх, где конденсируется вблизи более холодной ее поверхности. Это говорит о вероятной большой подвижности ртути и ее соединений, которые способны сравнительно легко перемещаться в парообразном состоянии в глубинах Земли, в верхних ее горизонтах и на самой ее поверхности.

В связи с этим следует отметить некоторые факты, свидетельствующие о концентрации ртути или киновари также в молодых покровных формациях Средней Азии и смежных регионов.

Так, многочисленные образцы меловых пород, собранные З. В. Поярковой в Южной Ферганае, по данным химических анализов показали содержание ртути, достигающее тысячных и сотых долей процента. Эти данные подтверждены контрольными анализами¹. Эти данные представляют большой интерес для постановки дальнейших поисков ртути, хотя еще не показано ее промышленное содержание в меловых отложениях Ферганы.

Может быть, это связано с тем, что образцы собирались для характеристики содержания ртути в отдельных стратиграфических горизонтах разреза меловых отложений и не учитывалась роль разломов, как возможных подводящих путей, по которым могли перемещаться соединения ртути.

Химические анализы показали наличие ртути также в меловых и палеогеновых отложениях юго-западных отрогов Гиссарских гор.

Авторы статьи считают, что необходимо ставить поиски проявлений ртути в различных покровных формациях Средней Азии, исходя из вероятности ее эпигенетического накопления здесь, в связи с тектоническими разрывами.

Об этом говорят данные детальных шлиховых исследований, проведенных О. Г. Токарским (устное сообщение) в связи с нео-

¹ Аналитик Т. Айдинова.

тектоническими исследованиями структур в кайнозойских молассах Северной Ферганы, детально изучаемых А. С. Теленковым. По этим данным, при шлиховом опробовании современных осадков, развитых на площадях Нарынской гомоклинали в шлихах, в ряде мест найдена киноварь. При этом, места ее распространения приурочены к разрывам и повышенной трещиноватости кайнозойских моласс.

По сообщению Е. М. Головина, киноварь обнаружена в шлихах, отмытых из продуктов меловых отложений долины р. Зарафшана.

Надо учитывать, что киноварь, найденная в шлихах, полученных из районов развития молодых отложений, могла попасть в них также в виде обломков, переотложенных из палеозойских месторождений. Например, куски киновари обнаружены в галечном карьере у Ферганы (Н. П. Петров), а также вместе с золотом и серебряной амальгамой в россыпях по р. Оби-Равноу (В. И. Попов). По В. И. Троицкому, киноварь обнаружена и в нижнемеловых корах выветривания в Центральных Кызылкумах.

В пробах из верхней каолиновой зоны мезозойской коры выветривания Центральных Кызылкумов обнаружены отдельные зерна киновари, знаки киновари встречаются также в шлихах из меловых формаций Зирабулак-Зиаэтдина, Ауминзатау, Букантау и др. Нахождение киновари вместе с новообразованными сульфидами и карбонатами железа среди высокоокисленных пород коры выветривания указывает на их наложенную природу и химическое, а не механическое происхождение.

Рудопроявления ртути давно известны в покровных формациях юга Средней Азии (юго-западные отроги Гиссарского хребта, Копетдаг и др.), они имеют там жильную форму и, вероятно, связаны с процессами восходящего нефтяного эпигенеза. Помимо изученного Майданшахского месторождения киновари, локализованного в верхнеюрской карбонатной формации Кугитангтау, отдельные рудопоявления прослеживаются в Яккобагских и Чокчарских горах. В районе Кайракского месторождения бокситов вдоль альпийского разлома, пересекающего верхнеюрские известняки, обнаружены четвертичные карбонатные (арагонито-кальциевые) травертины с медной зеленью и повышенными содержаниями ртути (по данным спектральных анализов). Л. П. Коннов отмечал наличие ртути в бокситах.

Приведенные данные скорее говорят о подъеме парообразной ртути или ее соединений снизу, по разломам и о ее концентрации здесь, в подходящих для этого пористых пластах кайнозойских моласс и мезозойских отложений.

До сих пор киноварь из-за своей красной окраски не отмечалась простым глазом в красноцветных, преимущественно меловых и кайнозойских отложениях Ферганы.

По-видимому, киноварь и в других местах отлагалась у разломов, в пределах альпийских геосинклинальных и внегеосинклинальных орогенных поясов Азии. Это подчеркивает, в частности,

В. П. Федорчук. Он в 1964 г. собрал серию образцов в сиваликских кайнозойских молассах Предгималайского прогиба. Образцы брались по линиям, поперечным к разломам, пересекающим молассы. Результаты анализов показали, что содержание ртути в этих образцах возрастает вблизи разломов. Очевидно, они являлись путями развития альпийского рудогенеза в ходе накопления ртути.

Эта гипотеза еще раньше была высказана составителями тектонической карты Евразии (Яншин и др., 1968), которые считают, что новейшие альпийские горообразовательные процессы, сопровождаясь возникновением разломов, открывали пути для перемещения парообразных соединений ртути из глубин литосферы к ее поверхности.

Проц. В. А. Кузнецову (1), Азию с юго-запада на северо-восток пересекает пояс альпийских месторождений ртути. Он начинается от месторождения Кара-Елчи, открытого в хр. Копетдаг в 20-х годах под руководством А. С. Уклонского, проходит через Тянь-Шань и на северо-востоке достигает крупных месторождений ртути, недавно открытых в Забайкалье и Северо-Восточной Сибири.

Авторы статьи полагают, что этот пояс совпадает с Фергано-Саянским поясом молодых глыбовых поднятий, установленным Д. В. Наливкиным (1936). Этот Трансзиатский пояс Наливкина, как предложил назвать его В. И. Попов (3), является по его мнению частью единой Афро-Азиатской рифтовой системы, протягивающейся через Фергану, Памир и Индию. К нему в ряде мест приурочены проявления ртути.

Рифтовые системы и слагающие их пояса, образующиеся в условиях горизонтального растяжения литосферы, характеризуются развитием крутых разломов типа сбросов, способствующих расширению поверхности Земли. Такие разломы создают благоприятные условия для движения восходящих растворов, а также газов, с которыми перемещаются ртуть и другие элементы, образующие легколетучие соединения.

Поэтому авторы статьи полагают, что приведенные в ней данные об альпийских рудопоявлениях ртути в Средней Азии не случайны. Они говорят о вероятном наличии здесь обширной альпийской ртутной провинции, что впервые утверждал еще Д. И. Щербаков (5—7).

Поэтому необходимо поставить в молодых покровных формациях Средней Азии специальные исследовательские поисковые работы для проверки возможного нахождения здесь эпигенетических месторождений ртути, связанных с коллекторами вблизи зон неотектонических нарушений.

В первую очередь такие работы, по мнению авторов, следует начать в Фергане; здесь установлено особенно много пунктов с концентрациями ртути и ее соединениями, приуроченными как к молодым покровным формациям, так и к древним, образующим палеозойско-нижнетриасовое складчатое основание.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кузнецов В. А. Ртутные провинции СССР. «Геол. рудн. месторождений», 1970, № 1.
2. Попов В. И. К истории открытия Хайдаркана. Сб. «Проблемы геологии», Тр. ТашГУ, вып. 358, Ташкент, Изд-во ТашГУ, 1970.
3. Попов В. И. О геонии и ее значении для понимания геологии Средней Азии. В кн. «К геохимии и литологии Средней Азии». Мат. проблем. лаб. осад. формации и осад. руд. ТашГУ, Л., Изд-во «Недра», 1972.
4. Ферсман А. Е., Щербаков Д. И. Тюямуонское месторождение радиевых руд в Фергане. Изд. Научн. рук. отдела ВСНХ, 1925, № 74.
5. Щербаков Д. И. Новые данные о месторождениях киновари и антимонита в Южной Фергане. ДАН СССР, 1926.
6. Щербаков Д. И. К геохимии Алайского хребта. Тр. Памир. эксп. 1928 г., вып. VII, Л., Изд-во АН СССР, 1931.
7. Щербаков Д. И. Геохимические идеи в практике Таджикско-Памирской экспедиции. В кн. «Научные итоги работ Тадж-Памир. эксп.» Изд-во АН СССР, 1936.

УДК 553.2:551.78(575)

А. И. Попов, А. А. Попова

ОБ АЛЬПИЙСКОМ РУДОГЕНЕЗЕ В СРЕДНЕЙ АЗИИ

Д. И. Щербаков и А. Е. Ферсман (11) при изучении Тюямуонского месторождения радиевых руд в Фергане еще в 1925 г. указывали, что оруденение возникло в постэоценовое время. Рудное вещество могло быть вынесено из подстилающих сланцев или привнесено постмагматическими ювенильными растворами, характеризуя верхнюю часть «...настоящих рудно-жильных...» первичных образований. Одновременно они подчеркивали, что «...в нормальный... карстовый процесс... врывается чуждый ему термальный процесс. Настоящие обтекающие холодные воды сменяются восходящим током растворов...».

Таким образом, уже в те годы поднимались принципиально важные вопросы об альпийском возрасте оруденения и об их значении в процессах рудообразования восходящих термальных и нисходящих холодных растворов.

В 30-е годы Б. Н. Наследов, в 40-е В. И. Смирнов, А. В. Сидоренко и некоторые другие исследователи указывали на альпийский возраст мышьяковых, полиметаллических и ртутных руд в отдельных районах Средней Азии, залегающих в геосинклинальных доальпийских складчатых областях и лишь в Копетдаге в мезозойских.

Несмотря на это, большинство геологов относят рудные месторождения, залегающие в доальпийских формациях, к эндогенному, а в осадочных породах мезозоя и кайнозоя к экзогенному типам рудообразования. Объяснение такому, на наш взгляд, искусственному делению идеи о генезисе, заключается в укоренившихся представлениях о связи эндогенных рудных процессов с какими-либо магматическими проявлениями.

Действительно, альпийский магматизм в Средней Азии проявился слабо. Покровные излияния и их очаги, в виде эксплозий известны в палеогене в районе Кушки, в верхнем мелу на Хаудаге, в юре на Мианаду (Дарваз), в южном борту Алайской долины (1), в нижнем мелу в районе Нарына, на перевале Туругарт в виде штоков среди кайнозойских моласс и пластовых залежей в меловых осадках. Излияния основных лав в кайнозое известны на Иссык-Куле, отмечаются туфогенные породы в разрезах нижнего мела (Таджикская депрессия), палеогена (Западная Туркмения) и неогена (Ферганская впадина).

В последние годы выявлены трубки взрывов с обломками пород верхней мантии на Южном Гиссаре, аналогами которых, возможно, являются эпигенетические породы с обломками гнейсов и порфиритов в юго-западных отрогах Гиссара (3). Трубки взрывов вариссийского и альпийского возраста установлены на Актюзе (Киргизия). Нами в 1971 г. выявлены трубки взрывов с базальтоидными породами, секущие среднеюрские осадки на Большом Балхане. Помимо этого, в разных структурно-формационных зонах Средней Азии, как в доальпийских, так и в альпийских формациях, на разных гипсометрических уровнях по разломам разгружаются или вскрываются скважинами термальные минерализованные растворы. Видимо, поэтому в некоторых пустынных районах известны площадные термальные аномалии. Все это свидетельствует о существовании длительно действующих тектонических каналов связи с верхней мантией — источником тепловой энергии, минерализованных растворов с различными растворенными газами.

Определение абсолютного возраста некоторых руд, залегающих в доальпийских формациях, показывает разрыв во времени в 50—100 и более миллионов лет между их образованием и завершением формирования последних вариссийских магматических тел. Полиметаллическое месторождение Замбарак и флюоритовое Наугарзан образовались в посленижнетриасовое время.

Появляется много данных о непрерывном продолжении по разрывам различных рудных и жильных образований из палеозойских формаций в мезо-кайнозойский осадочный комплекс пород. Помимо давно известного месторождения Акширяк (7), где свинцовое оруденение из палеозоя проникает в кайнозойские молассы, такое же продолжение, но в меловые осадки установлено на Канимаурсе (5) и в районе Красных Холмов (8, 9). В Кугитанге кварцевые жилы непрерывно прослеживаются из гранитов, где они сопровождают флюоритовое оруденение, в юрские песчаники.

В Таджикской депрессии известно полиметаллическое жильное оруденение с реальгаром, аурипигментом, минералами галлия в мощных зонах изменения, сопровождаемые флюоритом, кварцем, карбонатом и целестином, залегающее среди меловых палеогеновых и неогеновых осадков, иногда с отчетливой вертикальной зональностью (9). В южном борту Ферганской депрессии в меловых осадках известно никелевое, кобальтовое, мышьяковое и медное

оруденение. В северном борту среди юры известен галенит, среди палеогена — висмут, олово, сурьма и среди неогена — вольфрам и свинец.

Во многих районах Средней Азии отмечаются жилы, столбы и покровы (9) травертинов, содержащие повышенные концентрации молибдена, мышьяка, свинца, цинка, стронция, титана, бария и других элементов. На глубине травертины иногда сменяются жилами арагонита, а еще ниже — кальцита. Видимо, наличие травертинов среди разновозрастных пород следует рассматривать как недавно заверченный процесс формирования их из восходящих углекислых растворов и как индикатор оруденения на глубине. Следует подчеркнуть, что в ряде районов процесс рудообразования не закончился, а продолжается и в настоящее время. Так, на Челекене при изливе минерализованных вод на поверхность около некоторых скважин образуется пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, арагонит (6).

Интересный участок, являющийся, видимо, примером модели современного процесса рудообразования, мы изучали в водораздельной части хребта Бабатаг (Таджикская депрессия). Здесь среди четвертичных озерно-болотных отложений выявлена линзообразная залежь, содержащая молибден (до 0,07%), самородную серу, арагонит и прочую минерализацию.

Здесь же разгружаются подземные воды, состав которых сильно изменчив. Некоторые источники бескислородные, содержат сероводород и вблизи них на обломках пород возникают черные пленки сульфидов. В плотном остатке вод установлены сотые доли процента молибдена, цинка, хрома, никеля. Первое впечатление, которое складывается при изучении рудной линзы, — это то, что процесс накопления молибдена, самородной серы и пр. происходил сингенетичным путем. Однако тектоническая обстановка участка (разгрузка вод и накопление современных осадков приурочено к зоне разломов), характер распределения оруденения, наличие молибденоносных восходящих вод, отсутствие области сноса и прочие факторы позволяют считать, что минерализация возникает одновременно с накоплением вмещающих пород, т. е. процесс протекает как бы сингенетично-эпигенетично. Это положение отвечает представлениям об условиях образования пневмо-гидротермально-осадочного (10) или вулканогенно-осадочного типа руд (4). Однако последний подчеркивает связь подобных образований с магматическими проявлениями на дне моря в условиях рифтовых зон растяжения. Примеры Средней Азии, а также Калифорнии (2) свидетельствуют о том, что связь с магмой и морским режимом необязательна. Примеры Челекена и Бабатага характеризуют устойчивый (начиная с неогена) континентальный режим, где накопление рудного вещества из восходящих вод происходит в условиях тектонической активизации конседиментационно-развивающейся впадины. Каких-либо магматических пород поблизости нет.

Изучение оруденения и минеральных комплексов в разрезе мезо-кайнозой в общем показало постепенное снижение геохимической насыщенности снизу вверх, от более древних к более молодым осадкам. Одновременно устанавливается, что целый ряд рудных элементов является «сквозным», встречаясь как в доальпийских, так и в альпийских формациях. Подчиняясь структурному контролю со стороны унаследованно развивающихся поднятий, различно проявленных (явных или скрытых) нарушений, оруденение обычно образует рудоносные зоны, поля, располагаясь в широком стратиграфическом диапазоне, в различных структурно-формационных областях (постгеосинклинальные орогены, активизированные платформы и пр.). Меняется и форма рудных тел — от жильных, явно секущих или пластово-метасоматических залежей, характерных для эндогенного процесса рудообразования доальпийских и мезозойских формаций, к пластообразным стратифицированным телам, отвечающим как бы экзогенным условиям накопления руд в палеоген-неогеновых и четвертичных отложениях.

Все это находится в соответствии с появившимися представлениями о динамике флюидов в водонапорных системах (8), объединяющих доальпийские и альпийские формации. Среди выделяемых систем преобладает восходящее движение термальных глубинных (эндогенных) и отжимающихся седиментационных, обычно минерализованных вод с углеводородным составом растворенных газов. В краевых частях водонапорных систем, в отдельных случаях возникает обстановка, благоприятная для нисходящего движения растворов с участием пресных и кислородных вод, поступающих из местных областей питания. Тектонические условия формирования мезо-кайнозойских осадков Средней Азии определяют их физические свойства и динамику растворов. Унаследованное развитие прогибов и поднятий приводит в большинстве случаев к унаследованному характеру их движения.

Таким образом, направленность рудообразующих процессов в водонапорных системах на протяжении всего периода их развития определяется соотношением давления восходящих и нисходящих (8). Движение восходящих вод происходит по трещинам и разломам, которые проявляются главным образом среди плотных или достаточно литифицированных пород. Достигая слабо уплотненных или рыхлых пород, давление в растворах резко или постепенно падает, и они начинают растекаться по порам. Одновременно снизу вверх падает температура и восстанавливается характер раствора. Помимо этого, восходящие токи в силу некоторых причин могут экранироваться по пути своего движения и отлагать рудное вещество на различных глубинах. Однако при длительном и пульсирующем характере движения восходящих флюидов, они в какой-то мере проникают через экран. Часть рудных компонентов, достигая поверхности, отлагается, создавая ореол рассеяния. В последующем наложенные экзогенные процессы могут привести к

перераспределению и переносу рудных компонентов на значительные расстояния от мест разгрузки рудоносных растворов.

Излагаемые далеко не полные данные подтверждают правильность высказанных ранее соображений Д. И. Щербакова об альпийской металлогении. Новые представления о динамике разрывов, отжимающихся седиментационных и поднимающихся по разломам из глубинных частей разреза земной коры и верхней мантии, указывают на возможность выявления руд эндогенного происхождения не только в альпийских формациях, но и среди мезо-кайнозойских осадков Средней Азии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Архипов И. В., Швольман В. А. Тектоника Северного Памира и Зап. Кунь-Луня (к вопросу о Памиро-Куньлуньской дуге), «Сов. геол.», 1966, № 10.
2. Бойко Т. Ф. Озеро Сёрлз и его литиеносные и вольфрамоносные рассолы. Труды Ин-та геохимии и кристаллохимии редких элементов, Вып. 17, М., Изд-во АН СССР, 1963.
3. Далимов Т. Н., Попова А. А., Велитченко В. М. О роли Южно-Сурхантауского разлома в магматизме хребта Сурхантау (Южный Узбекистан). «Узб. геол. журн.», 1970, № 3.
4. Дзоценидзе Г. С. Горячие рассолы Красного моря и вопросы вулканогенно-осадочного рудогенезиса, «Геология рудных месторождений», М., Изд-во «Наука», 1972.
5. Коцюба Т. М. [и др.]. Полиметаллическая минерализация в мезозойских отложениях месторождения Канмансур. ДАН СССР, 1966, № 2.
6. Лебедев Л. М. Современные образования сфалерита на полуострове Челекен. «Геология рудных месторождений», 1970, № 4.
7. Луйк А. А. Проблемы генезиса южно-альпийских гидротермальных свинцовых месторождений Тянь-Шаня. М., Изд-во «Недра», 1970.
8. Попов А. И., Гольдштейн Р. И. Альпийский рудогенез и зональность водонапорных систем в покровных формациях Средней Азии. «Геология рудных месторождений», 1968, № 4.
9. Попов А. И. Об альпийском рудогенезе в покровных осадках Средней Азии. Сб. «К геохимии и литологии Средней Азии (материалы проблемной лаборатории осадочных формаций и осадочных руд)». Л., Изд-во «Недра», 1972.
10. Попов В. И. Опыт классификации и описания геологических формаций. Л., Изд-во «Недра» 1968.
11. Щербаков Д. И., Ферсман А. Е. Тюмююнское месторождение радиевых руд в Фергане. Изд-во Науч. рук. отдела ВСНХ, 1925, № 74.

УДК 005+553.44

Ф. И. Вольфсон и В. В. Архангельская

СИСТЕМАТИКА И ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИИ ТЕЛЕТЕРМАЛЬНЫХ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Телетермальные свинцово-цинковые месторождения имеют важное промышленное значение, в капиталистических и развивающихся странах они дают более 1/3 этих металлов. Опубликован целый ряд классификаций месторождений, прежде всего имеющих

пластообразную форму. Большинство этих классификаций отражают основные моменты многолетней дискуссии по условиям образования этих месторождений и их источникам металлов.

Сторонники осадочного генезиса в основу классификации кладут палеогеографические и палеотектонические условия накопления вмещающих оруденение осадочных толщ, связывая с осадконакоплением и формированием рудных залежей. Так, Л. В. Пустовалов и А. М. Лурье (6) выделяют две группы залежей, образованных в периоды трансгрессии (тип Мансфельда) и регрессии (тип Джекказгана) морских бассейнов. Оба типа осадочных месторождений развиты в одних и тех же геотектонических областях, межгорных впадинах, краевых прогибах, краевых частях геантиклинальных поднятий, на периферических частях платформы, но возникают они при различной направленности тектонических движений.

Другие исследователи (5), систематизируя месторождения медистых песчаников, среди которых, как известно, получают развитие и крупные медно-полиметаллические (Джекказган, Мансфельд и др.), углубляют представления Л. В. Пустовалова и А. М. Лурье, разбивая месторождения на две основные группы, одна из которых характеризуется орогенным тектоническим режимом осадконакопления, другая — платформенным. Внутри каждой группы выделяются по два типа месторождений, обусловленных осадконакоплением в периоды трансгрессий и регрессий морских бассейнов.

В качестве основного классификационного признака может приниматься только способ образования рудных залежей. Так, Ю. В. Богданов и Э. И. Кутырев (2) разделяют месторождения на 3 типа: осадочный катагенетический, вулканогенно-осадочный и метаморфизованный.

Все упомянутые классификации базируются на весьма дискуссионных данных, поскольку пока не доказано, что в процессе седиментогенеза могут формироваться месторождения. Вместе с тем, геотектонические позиции месторождений указанные классификации отражают лишь частично, в основном они учитывают лишь условия накопления рудовмещающих осадочных толщ. Поскольку различные по набору металлов месторождения залегают в осадочных породах разного состава, накопившихся в самых различных условиях седиментогенеза, то, естественно, данные закономерности играют второстепенное значение при поисках месторождений в пределах тех или иных геотектонических областей. В то же время в упомянутых классификациях не учитывается рудоконтролирующая роль крупных разрывных нарушений, ограничивающих рудоносные блоки, образующих единую региональную трещинную систему с рудоносными или в той или иной степени минерализованными согласными, межформационными и секущими разрывами, или зонами трещиноватости, дробления и брекчирования.

Исследователи, относящие рассматриваемые месторождения к осадочно-гидротермальным, разделяют их по температурам образования. В. И. Смирнов (8) сначала отнес Pb-Zn месторождения к телетермальным, а позднее к осадочно-гидротермальным (9).

Сторонники, отстаивающие гидротермальную гипотезу происхождения низкотемпературных Pb-Zn месторождений, относят их к общей группе телетермальных, выделяя внутри этой группы отдельные типы по геолого-структурным условиям формирования, вмещающим породам, способу отложения руд и текстурно-структурным особенностям. Так, К. Дэнхэм (4) вначале выделял среди данных месторождений три типа в зависимости от структурных условий локализации оруденения и состава вмещающих пород.

На Международном совещании по генезису рудных месторождений (1) К. Дэнхэм разделил так называемые стратиформные месторождения разных металлов, в том числе рассматриваемые телетермальные Pb-Zn месторождения, на 6 групп по вмещающим породам и по составу промышленных металлов:

1) среди песчаников: Cu-Pb-месторождения Европы, Африки (Катанга, Замбия); Cu-Pb-Zn-месторождения Австралии (Маунт—Айза); 2) среди известняков и доломитов: Pb-Zn-F-Ba-месторождения Северной Америки (Миссисипи—Миссури); 3) среди песчаников: Cu-Pb (Казахстан), медный пояс в США; Cu-Co (Катанга, Заир и Замбия); 4) в конгломератах — золотоносные пириты и урановые руды Витватерсранда (Южная Африка), Жакобина (Бразилия); ураноносные пириты Бланд-Ривер (Канада); 5) среди риолито-андезитовых туфов: кобальто-золотоносные пириты Рио-Тинто (Испания), Урал; месторождения Cu, Zn, Au в Онтарио и Квебеке (Канада); 6) среди базальтовых и спиллитовых толщ: месторождения Cu на Кипре, США, Онтарио (Канада).

Данная систематика не учитывает всего разнообразия телетермальных Pb-Zn месторождений как по вещественному составу руд, так и по вмещающим породам. Она не отражает геолого-тектонических позиций и характерных особенностей рассматриваемых месторождений и поэтому ее трудно применять на практике и учитывать при геологических построениях. Кроме того, она не охватывает всего разнообразия стратиформных месторождений различных металлов.

Следует упомянуть также классификацию Pb-Zn месторождений А. Д. Шмудевича (11), составленную для месторождений Среднего Тянь-Шаня. Относя всю рассматриваемую группу месторождений к телетермальным, он выделяет среди них следующие формации: 1) колчеданно-свинцово-цинковую в карбонатных породах, включающую два минеральных типа месторождений: пирит-халькопирит-сфалерит-галенитовый и пирит-сфелерит-галенитовый; 2) Pb-Zn (иногда с Cu, Sb, Hg) в карбонатных породах, характеризующуюся развитием халькопирит-галенит-сфалеритовых руд; 3) Pb-Zn (иногда с Cu, Sb, Hg) в карбонатных породах, включаю-

щую три минеральных типа: сфалерит-галенитовый, галенит-сфалеритовый и галенитовый.

Поскольку данная классификация отражает конкретный состав руд и состав вмещающих пород, она дает возможность сравнивать рассматриваемые месторождения с Pb-Zn месторождениями других типов и с месторождениями других металлов, в связи с чем представляется возможным широко использовать ее в общем металлогеническом анализе и прогнозировании. Однако в этой классификации не учитывается все разнообразие месторождений данного класса по содержанию в их рудах промышленных металлов и неметаллических элементов. Не учитываются в ней и другие вмещающие породы, кроме карбонатных.

В. П. Федорчук (10), учитывая телетермальные и эпитеермальные месторождения Hg, Sb, Cu и других металлов, касается в своей классификации и части Pb-Zn месторождений, но не принимает во внимание колчеданно-полиметаллические и некоторые другие. В основу классификации он кладет генетическую связь оруденения с определенным типом магматических пород с учетом возможных температур образования и геотектонической позиции. Поскольку вопрос связи Pb-Zn месторождений с изверженными породами нельзя считать решенным, основной классификационный признак данной группировки оказывается в значительной степени дискуссионным.

Некоторые исследователи предлагают и чисто морфологическую классификацию рассматриваемых месторождений. Примером может служить классификация Pb-Zn месторождений в карбонатных породах Марокко (12), в которой выделяются и характеризуются следующие основные типы месторождений: стратиформные, штокверковые (трещины), контактовые, вкрапленные и жильные.

Подобные классификации, составленные главным образом для конкретных регионов, являются в общем односторонними, поскольку они не отражают минералого-геохимических и общегеологических особенностей месторождения. Такие классификации могут оказаться полезными и должны учитываться при поисках и разведках характеризуемых месторождений в конкретных рудных районах и рудных полях, но при металлогеническом анализе ими можно пользоваться ограниченно.

Предлагаемая нами классификация учитывает все предложенные способы группировки, прежде всего составленные А. Д. Шмулевичем и В. П. Федорчуком, но она охватывает большее количество рудных формаций и более широко учитывает геологические позиции характеризуемых месторождений. Прежде чем перейти к рассмотрению основных принципов и самой предлагаемой классификации, охарактеризуем главнейшие геолого-геохимические особенности изучаемых месторождений.

Всем рассматриваемым месторождениям свойственны одинаковые геотектонические позиции. Выделяемые рудные формации

в равной степени развиты на платформах, в складчатых областях, в средних массивах и прогибах различного рода. Во всех случаях месторождения размещаются преимущественно в верхнем структурном этаже и в верхнем ярусе среднего.

В пределах платформ телетермальные Pb-Zn месторождения залегают в краевых, наиболее тектонически раздробленных их частях, особенно: а) на участках локальных искривлений относительно прямолинейных контактов (Лайсвалль); б) на участках резких региональных изменений элементов залегания, контактов, в том числе на клинообразных участках платформ, окаймляющихся полициклическими складчатыми областями с характерными для них металлогеническими особенностями (Мидконтинент, США); рассматриваемые месторождения размещаются и внутри платформ; в) в авлакогенах (Днепровско-Донецкий авлакоген, Русская платформа); г) в рифтовых зонах, дробящих и разрушающих платформы (Замбия, Заир, побережье Красного моря), в участках их искривлений в плане; д) вокруг выступающих блоков фундамента на эпиплатформах (Западная Европа).

В пределах складчатых областей месторождения, как правило, концентрируются в депрессиях (Киргизия) и впадинах различного происхождения, внешних и внутренних прогибах и других геотектонических сооружениях, обусловленных вертикальными перемещениями блоков, соответствующих крупным частям платформ, сложенных полого залегающими слонстыми осадочными толщами. Рассматриваемые месторождения развиты в нижнем и главным образом в верхнем ярусе геосинклинального этажа (Бу-Буккер, Туиссит в Марокко, Каратау в Казахстане и др.), где проявление складчатости обусловлено не только общими региональными складкообразовательными движениями, но и движениями по зонам региональных разломов.

В срединных массивах характеризующиеся месторождения размещаются на стыках с окружающими их прогибами и отчасти в краевых частях, особенно в участках, характеризующихся различными структурными аномалиями.

В прогибах данные месторождения тяготеют к стыкам платформ со складчатыми областями, либо срединными массивами и размещаются в областях проявления различного рода структурных аномалий.

Внутри отмеченных геотектонических элементов месторождения, тяготея к купольным поднятиям, возникающим над приподнятыми блоками фундамента, образуют нередко целые пояса и районы, контролируясь серией глубоко проникающих разломов с проявлением основного траппового, реже кислого интрузивного магматизма. Движения по этим разломам, разбивающим территории на серии блоков с дифференциальными вертикальными движениями, способствуют образованию секущих и межформационных зон дробления и брекчирования, которые вместе с крутопадающими разломами и серией более мелких секущих разрывных

Классификация телетермальных свинцово-цинковых месторождений

| Группа месторождений по основным промышленным металлам | Тип месторождений в зависимости от преобладания в рудах тех или иных металлов | Основные минеральные типы руд, развитые на месторождениях | Пример месторождений | Масштаб | Интрузивные породы, ассоциирующиеся с рудными телами | Формы промышленных рудных тел |
|--|---|---|--|--------------------------------|--|--|
| Колчеданно-свинцово-цинковая | Колчеданно-свинцовый Колчеданно-свинцово-цинковый с Си и без Колчеданно-цинковый с Си и без | Пирит-галенитовый с пирротином Пирит-галенит-сфалеритовый Пирротин-галенит-сфалеритовый Пирит-сфалеритовый Пирит-халькопирит-галенит-сфалеритовый Пирит-пирротин-халькопирит-галенит-сфалеритовый | Текели, Желжота, Яблоневое /Казахстан/, пиритовые месторождения Сардинии, Черные сланцы Финляндии, Ш. Французского массива, Испанской Мезеты, Маунт—Айза /Австралия/, Гуаньшань /Вост. Юньнань/, Чилингань /Китай/, Катехское /Кавказ/ | Крупные, средние, мелкие | Дайки и силы основного состава | Пластообразные, линзообразные, лентообразные |
| Медно-свинцово-цинковая ¹ | Медно-свинцово-цинковый Медно-свинцовый Медно-цинковый Медно-цинково-колчеданный | Борнит-халькопирит-галенитовый Борнит-халькозин-галенитовый Халькопирит сфалерит-галенитовый Пирит-халькопирит-борнит-галенит-сфалеритовый Пирит-пирротин-халькопирит-сфалерит-галенитовый Сфалерит-галенит-халькопирит-борнитовый Галенит-сфалерит-халькопирит-пиритовый и др. | Джесказганск. район, район Мансфельда, Австралия, Польша, Заир, Ниари, Замбия, Родезия, Ленские, Бахмутской котловины, Донбасс, Предднестровье, Южно-Таджикская депрессия, Предуралье, район Джефферсон—Сити /США/, Южный Китай | Очень крупные, средние, мелкие | Дайки, силы основного состава (на многих рудных полях отсутствуют) | Пластообразные |

пературные

Низкосреднетем

Низкотемпературные

| | | | | | | |
|-------------------|---|---|---|----------------------------|--|--|
| Свинцово-цинковая | Существенно свинцовый Свинцово-цинковый Существенно цинковый (с Си и без) | I. Месторождения, обогащенные Ag (400 г/т — 1 кг/т): Тип А Сфалерит-галенитовый с пиритом и халькопиритом Галенит-сфалеритовый с пиритом, арсенопиритом и минералами В1, Ag, Со, Ni и др. металлов Галенитовый с пиритом, сфалеритом и серебряными минералами Тип Б Пирит-сфалерит-галенит-баритовый Барит-сфалерит-галенитовый с сульфосолями | Цзыли, Баоцзинь, Синьшань, Хофан, Суанцзы, Ляоуншань /Китай/, Монтевекио /Сардиния/, Линарес /Испания/, Мибладен, Луисит, Бу—беккер, Энь, Абед и др. /Сев. Африка/, отдельные месторождения мидконтинента, Ляржантьер, Ле Малин, Трев /Франция/ | От очень крупных до мелких | Дайки и силы основного состава (на некоторых рудных полях имеются более ранние интрузии кислого состава) | Пластообразные, жильные, трубы |
| | | II. Месторождения с низким содержанием Ag в рудах Галенит-сфалеритовый с марказитом, пиритом и халькопиритом Галенит-сфалерит-пирит-флюоритовый Сфалерит-пирит-халькопиритовый Сфалерит-флюоритовый Галенит-халькопиритовый с пиритом | Три—Стейт, Теннеси и др. Мидконтинента, Сев. Африка, южн. обрамление Гималаев, Турция, Польша, ФРГ, ГДР, Франция, Италия /Сардиния/, Каратау Киргизия, Юго-Зап. Узбекистан, Приташкентский район, окраина Сибирской и Русской платформ, Днепровско-Донецкого авлакогена | От очень крупных до мелких | Дайки и силы основного состава (на многих рудных полях отсутствуют) | Пластообразные, жильные, сложной формы |

| | Группа месторождений по основным промышленным металлам | Тип месторождений в зависимости от преобладания в рудах тех или иных металлов | Основные минеральные типы руд, развитые на месторождениях | Пример месторождений | Масштаб | Интрузивные породы, ассоциирующие с рудными телами | Формы промышленных рудных тел |
|-------------------------|--|--|---|---|---|--|---|
| пературные | Свинцово-цинковая | Существенно свинцовый Свинцово-цинковый Существенно-цинковый (с Си и без) | III. Месторождения, обогащенные Ge /до 320 г/м/, Cd /до 2800 г/м/ и Ag /до 400 и выше г/м/ Галенитовый Галенит-сфалеритовый Галенит-халькопиритовый с борнитом | Седмочисленцы /Болгария/, Цзумеб, Кипуши /Африка/ | Крупные, средние, мелкие | Отсутствуют; на некотором удалении от месторождений обнажаются вулкано-плутонические образования | Пластообразные, сложной формы (комбинация пластообразных и секущих) |
| | Свинцово-цинково-сурьмяная | Свинцово-сурьмяный Свинцово-цинково-сурьмяный Цинково-сурьмяный | Галенит-сфалеритовый, сильно обогащенный сурьмой Галенит-сульфоантимонитовый со сфалеритом; арсенопиритом и реже антимонитом, реальгаром, аурипигментом Сфалерит-галенит-сульфоантимонитовый с арсенопиритом, реальгаром, аурипигментом | Месторождения вокруг массива Мон Лозер /Франция/, Днепровско-Донецкого авлакогена и др. | Мелкие и месторождения с невыясненными масштабами | Дайки и силлы основного состава | Пластообразные, жильные |
| | Свинцово-цинково-ртутная | Свинцово-ртутный Свинцово-цинково-ртутный с Sb, As и без Свинцово-цинково- | Галенит-киноварный Галенит-сфалерит-киноварный Галенит-сфалерит-киноварный с антимонитом. | Днепровско-Донецкий авлакоген, Ново-Михайловское, Славянское, Амвросиевское, Юж. Таджикская депрессия | Мелкие и месторождения с невыясненными масшта- | Дайки и силлы основного состава | Пластообразные, секущие |
| Низкотем | | во-сурьмяно-ртутный | аурипигментом и реальгаром | | бами | | |
| | Свинцово-цинково-флюоритовая (флюорита ≈ 45%) | Свинцово-флюоритовый Свинцово-цинково-флюоритовый | Галенит-флюоритовый Галенит-сфалерит-флюоритовый Галенит-пирит-флюоритовый | Прибайкальский полиметаллический пояс Дербизира, Южн. Таджикская депрессия; США /Иллинойс/ | Крупные, средние, мелкие | Дайки, силлы основного состава | Пластообразные, секущие |
| | Свинцово-цинково-баритовая (барита ≈ 45%) | Свинцово-баритовый Свинцово-цинково-баритовый Цинково-баритовый | Галенит-баритовый Галенит-сфалерит-баритовый Сфалерит-баритовый | Киргизии /Тана—Верды и др./, США (ю.-в. Миссури, Иллинойса, в. Кентукки, ц. Теннесси) | Средние и мелкие | Дайки и силлы основных пород | Пластообразные, трубы, жилы |
| Свинцово-цинково-серная | | Галенит-сфалерит-серный с пиритом, киноварью, флюоритом, баритом, кальцитом и целестином | Южно-Таджикская депрессия. Предкарпатский прогиб и др. | Масштабы не выяснены | | Пластообразные, сложной формы | |

Примечание. Среди медно-свинцово-цинковых месторождений выявляются обогащенные и бедные серебром, обогащенные германием с признаками ванадиевой и урановой минерализации /Заир/, обогащенные рением (Джезказган).

нарушений образуют мощные и разветвленные зоны повышенной проницаемости, используемыми вначале магматическими расплавами, а затем рудообразующими растворами.

Все группы и типы характеризуемых месторождений в совокупности составляют единый генетический ряд формаций низкотемпературных свинцово-цинковых минеральных образований и в большинстве регионов они территориально сближены, а иногда проявляются в пределах одного и того же рудного поля или месторождения. Нередко две-три группы пространственно налагаются одна на другую в последовательности, обычной для Pb-Zn месторождений, в частности, на пиритовые руды часто накладываются медные, которые в свою очередь пересекаются свинцово-цинковыми, сурьмяно-ртутными, флюоритовыми, баритовыми и т. д. По существу, в этих рудных районах и полях выделенные группы минеральных ассоциаций проявляются в качестве отдельных стадий минералообразования. Минеральные ассоциации каждой из них включают присущие им комплексы элементов-примесей. Вместе с тем в ряде районов и рудных полей наблюдается и пространственное разобщение отдельных названных групп и типов, что сторонниками осадочного происхождения рассматриваемых месторождений связывается с закономерностями осадконакопления, а приверженцами гидротермального происхождения — с прерывистой (пульсационной) гипогенной зональностью, обусловленной вспышками трещинообразования в период рудоотложения.

Анализируя геотектонические позиции характеризуемых месторождений, приходим к выводу, что все генетические элементы месторождений сопутствуют друг другу, встречаются в одних и тех же крупных геотектонических сооружениях, сближены во времени, т. е. относятся к одной металлогенической эпохе и находятся как в пространственной, так и временной зависимости от разрывных нарушений, обусловленных глубокими перемещениями блоков земной коры, последовательности развития трещин. Зависимость между тектоническими элементами и минерализацией четко проявляется как в пространстве, так и во времени, она характерна не только для отдельных месторождений, но и для регионов. Этими же геологическими факторами обуславливается и региональная зональность, проявляющаяся на рудоносных территориях.

Предлагается выделить следующие группы месторождений: 1) колчеданно-свинцово-цинковую; 2) медно-свинцово-сурьмяную; 3) собственно свинцово-цинковую; 4) свинцово-цинково-сурьмяную; 5) свинцово-цинково-ртутную; 6) свинцово-цинково-флюоритовую; 7) свинцово-цинково-баритовую; 8) свинцово-цинково-серную. Первые три группы включают известные промышленные свинцово-цинковые и медно-свинцово-цинковые месторождения, обеспечивающие более 30% суммарной добычи свинца и цинка, получаемого из всех генетических типов свинцово-цинковых месторождений. Остальные 5 групп объединяют месторождения сред-

него и мелкого масштаба, доля участия которых в добыче Pb и Zn пока точно не установлена.

Внутри намеченных групп четко выделяются определенные типы месторождений в зависимости от количественных соотношений в рудах галенита, сфалерита, пирита, антимонита и других минералов. Каждому из них присущи свои минеральные ассоциации, включающие главные и сопутствующие металлы (см. классификацию).

В зависимости от содержаний серебра и редких элементов в рудах отмеченные группы месторождений и минеральные ассоциации также разделяются. Так, в свинцово-цинковой группе выделяются месторождения, обогащенные серебром, с бедным содержанием серебра и обогащенные германием, кадмием и серебром. В медно-свинцово-цинковой выделяются месторождения с высокими и низкими содержаниями серебра, германия, рения, реже ванадия и урана.

Упомянутые группы и типы месторождений в большинстве регионов территориально сближены, иногда они проявляются в пределах одного и того же рудного поля или месторождения. Нередко две-три из этих групп пространственно разорваны и занимают разные места в вертикальном разрезе. Так, колчеданные и медные месторождения имеют явную тенденцию к размещению в породах, слагающих более глубокие горизонты стратиграфического разреза, и больше тяготеют к краевым швам геотектонических сооружений, распространяясь в пределах блоковых поднятий и куполов фундамента, нарушенных глубинными разломами. Они находятся в непосредственной близости к последним в участках искривлений, пересечений и сопряжений.

Pb-Zn месторождения более удалены от всех упомянутых структурных элементов, барит-флюоритовые с сульфидами размещаются на периферии рудоносных площадей.

Таким образом, рассматриваемые месторождения закономерно вписываются в крупные рудоносные провинции, занимая в них определенное положение. Ярким примером может служить Аппалачская металлогеническая провинция, в которой низкотемпературные Pb-Zn месторождения с развитыми в них пластовыми, а также секущими рудными телами занимают краевые части, располагаясь в юго-западной краевой части Мидконтинента, в пред-аппалачских прогибах и в депрессиях, развитых в самой аппалачской складчатой системе. Эти месторождения проявляют четкую генетическую связь как с Pb-Zn месторождениями, сформированными при средних и высоких температурах, так и с месторождениями других металлов — W, Sn, Au, Sb, Hg, барита, флюорита и др. Они представляют собой разные рудные серии, связанные с единым процессом, приводящим к формированию рудной минерализации целых регионов с отчетливо проявленной зональностью в пространственном размещении этих серий.

Все рассматриваемые месторождения залегают в слоистых терригенно-осадочных образованиях, развитых в краевых частях платформ и срединных массивов, в авлакогенах и рифтовых зонах, депрессиях и мульдах складчатых областей, передовых и наложенных прогибах и близких к ним геотектонических сооружениях.

Месторождения составляют единый генетический ряд, включающий разные рудные серии (формации) единой эпохи рудообразования. Они обладают строгой последовательностью формирования от более высокотемпературных колчеданно-полиметаллических через свинцово-цинковые, обогащенные серебром до низкотемпературных ртутно-свинцово-цинковых, барит- и флюорит-свинцово-цинковых. Эта последовательность выдерживается как в пределах отдельных месторождений, где она проявляется в виде последовательных стадий минерализации, так и в рудоносных районах и провинциях.

Внутри крупных геотектонических сооружений оруденение контролируется тектоническими элементами второго порядка: а) крупными брахискладчатыми сооружениями, возникающими в чехлах над приподнятыми блоками и блокированными складками фундамента; эти складки характеризуются пологим, либо горизонтальным залеганием пород замковых частей и резким крутым падением крыльев, разбитых разломами, играющих роль рудоконтролирующих нарушений; б) сложными S-образными складчатыми сооружениями, также осложненными разрывами; в) более крупными глубинными разломами, обуславливающими возникновение отмеченных и более мелких складчатых сооружений и являющимися крупнейшими рудоконтролирующими нарушениями, способствующими возникновению рудных поясов.

Для районов развития выделяемых месторождений характерна региональная зональность оруденения, выражающаяся в появлении более высокотемпературных месторождений в непосредственной близости к основным рудоконтролирующим разрывам, а низкотемпературных — в периферической части районов.

Состав вмещающих пород играет более подчиненную роль в локализации оруденения, поскольку описываемые месторождения возникают в карбонатных породах, сланцах разного рода, песчаниках, конгломератах и других осадочных образованиях, т. е. в породах, характеризующихся самыми разнообразными условиями седиментации. Вместе с тем известняки и особенно доломиты являются наиболее благоприятными для осаждения металлов из рудоносных растворов, и в сочетании с благоприятными тектоническими элементами именно в карбонатных породах прежде всего возникают крупные и богатые месторождения.

Намечается пространственная и временная связь процесса оруденения с периодом внедрения даек и силлов основного состава, что, видимо, обусловлено прежде всего единством путей их про-

никновения в верхние горизонты земной коры, а, возможно, и общностью магматического очага у этих интрузивных образований и рудоносных гидротермальных растворов. Интересно отметить намечающуюся в юго-западной части Сибирской платформы пространственную и временную связь медно-колчеданных месторождений с траппами более основного состава и Pb-Zn месторождений с траппами менее основного состава.

Кроме того, следует отметить наблюдаемую в некоторых случаях пространственную связь стратиформных Pb-Zn месторождений с интрузивными штоками среднего и щелочного состава, образованными в несколько фаз и внедрившимися в осевые части синклинальных складок. Согласно Р. Д. Рубранту и О. Дж. Харту (7), такие штоки в округе Бингем, штат Юта, США, содержат медно-порфировое оруденение и вокруг них во вмещающих слоистых осадочных породах проявляются стратиформные свинцово-цинковые рудные тела. В упомянутом районе четко выделена зональность оруденения. Медно-порфировые руды штока постепенно сменяются пирит-сфалеритовыми, а затем галенит-сфалеритовыми. Такая зональность, как известно, характерна для ряда рудных формаций, залегающих не только в осадочных, но и в изверженных породах.

Возрастные соотношения силлов и даек с рудными телами на ряде месторождений свидетельствуют о более раннем возрасте интрузивных образований, они секутся рудными жилами и нередко играют экранирующую роль для поднимающихся снизу растворов.

На характеризуемых месторождениях наряду с пластовыми и межформационными залежами важную роль в добыче металлов играют секущие тела — жилы, столбы, трубы, а также горизонтально ориентированные трубообразные залежи — манто, лентообразные и другие сложные в морфологическом отношении рудные тела. В ряде рудных полей и районов секущие рудные тела преобладают, что особенно характерно для месторождений, залегающих в интенсивно деформированных породах складчатых областей. Подобные секущие тела нередко встречаются и в рудных районах, развитых на платформах. Так, в известном районе Трех штатов на Мидконтиненте Северо-Американской платформы секущие формы нередко преобладают. По составу руд они практически не отличаются от пластовых.

Месторождения различных формаций характеризуются развитием практически одних и тех же околорудных изменений, как предшествующих оруденению, так и сопутствующих ему.

В развитии разрывных нарушений и локализации рудных тел и месторождений различной морфологии особо важную роль играют физико-механические свойства вмещающих пород, благоприятными являются прежде всего разности с низкими прочностными свойствами,

ЛИТЕРАТУРА

1. Белевцев Я. Н. На международном совещании по генезису рудных месторождений. «Геологический журнал», 1971, № 4.
2. Богданов Ю. В., Кутырев Э. И. Геологические условия размещения медных и свинцово-цинковых стратиформных месторождений Советского Союза. «Геол. руд. месторождений», 1971, № 5.
3. Габелмен Дж. У. Металлогеническая зональность Аппалачского региона Северной Америки. В кн. «Геология и геохимия рудных месторождений». М., Изд-во «Мир», 1971.
4. Денхэм К. Введение «Геология, парагенезис и запасы руд зарубежных месторождений свинца и цинка». М., ИЛ, 1953.
5. Наркелюв Д. Ф. [и др.] Литология и осадочные полезные ископаемые Сибирской платформы. Труды Сиб. НИИ геол., геогр., и минер. сырья МГ СССР, вып. 98, серия литолог. и геохим., Новосибирск, 1969.
6. Пустовалов Л. В., Лурье А. М. Главнейшие типы осадочных месторождений меди и свинца в пестроцветных формациях. В кн. «Геохимия осадочных пород и руд», М., Изд-во «Наука», 1968.
7. Рубрант Р. Д., Харт О. Дж. Полиметаллические руды района Бингем, штат Юта. В кн. «Рудные месторождения США». М., Изд-во «Мир», 1972.
8. Смирнов В. И. Геология месторождений полезных ископаемых, изд. 2-е. М., Изд-во «Недра», 1969.
9. Смирнов В. И. Фактор времени в образовании стратиформных рудных месторождений. «Геология рудных месторождений», 1970, № 6.
10. Федорчук В. П. Телетермальные месторождения. В кн. «Генезис эндогенных рудных месторождений», М., Изд-во «Недра», 1968.
11. Шмулевич А. Д. Рудные формации Тянь-Шаня. «Советская геология», 1971, № 9.
12. Emburger A. Méthodologie de la recherche métallogénique, la classification morpho—lithologique des minéralisations plombo—zincifères du Maroc. Notes et mém. Serv. géol. Maroc, 1970. Рж. геол., 8 ж. 8, 1971.

УДК 001.33+553.45

К. Л. Бабаев

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Олово относится к группе малых металлов (2); в природе встречается в различных соединениях с другими химическими элементами, главным образом с кислородом, серой, и образует устойчивые минеральные виды со сравнительно большим удельным весом и твердостью. Кроме того, олово входит в состав различных минералов в виде изоморфной или обычной примеси.

В земной коре олово присутствует сравнительно в небольшом количестве, его кларк — 6 г/т*, что значительно больше, чем, например, кларк вольфрама (2 г/т) или молибдена (1,5 г/т). Олово в виде различных минералов в определенных геологических и физико-химических условиях образует концентрации, представленные месторождениями. Кроме того, различные минеральные виды олова ассоциируют в сложных минеральных комплексах в месторождениях других полезных ископаемых в качестве сопутствующего компонента.

* По А. Е. Ферсману, вольфрам и молибден — по А. П. Виноградову.

Оловорудные проявления связаны с различными эндогенными геологическими процессами, вызванными деятельностью преимущественно гранитоидного магматизма. Минералы олова присутствуют в составе материнских гранитов и их производных: пегматитов, скарнов, пневматолитов и гидротермалитов.

Все эти особенности оловорудной минерализации имеют важное значение при систематике и классификации месторождений.

Систематика месторождений полезных ископаемых имеет особо важное значение при металлогенических исследованиях и прогнозных построениях. Вследствие этого, принципы систематики и их схемы должны выражать главные генетические и формационные особенности месторождений соответствующих полезных ископаемых, а сами систематики должны служить основой для разработки поисковых критериев; от принятой классификации должны брать свое начало научно обоснованные методы поисков и разведки.

Всем этим требованиям отвечает генетически-формационный принцип классификации месторождений полезных ископаемых.

Все эти представления можно будет охарактеризовать на примере классификации оловорудных месторождений.

Одна из первых классификаций месторождений олова была дана Д. И. Щербаковым (13). Он выделил пегматитовый, скарновый, грейзеновый, кварцевый (тяньшаньский) и сульфидный (полиметаллический) генетические типы. Эта систематика получила свое дальнейшее развитие в результате исследований других авторов на основе новейшей геологической информации, собранной в различных районах СССР и за рубежом.

За последнее десятилетие появились новые схемы, в значительной мере уточняющие и более детально характеризующие природные особенности оловорудных месторождений (1, 3, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12 и др.). Большинство классификаций перечисленных авторов построено по формационному принципу, вследствие чего, по нашему мнению, им свойствен в определенной мере субъективизм, так как большинство оловорудных месторождений гидротермального генезиса характеризуется многообразием минеральных ассоциаций. Кроме того, понятие «рудная формация» хотя и освещается в литературе достаточно широко, тем не менее, в его сущности еще нет достаточной ясности.

При обобщении геологических материалов, собранных по оловорудным месторождениям Средней Азии, выяснилось, что все выявленные генетические и формационные их типы не полностью укладываются в существующие схемы классификации. Поэтому, положив в основу некоторые существующие общепринятые схемы, прежде всего Д. И. Щербакова, мы попытались разработать более приемлемую, на наш взгляд, схему классификации (таблица).

В ее основу положен естественноисторический ход эволюционного развития магматических процессов — ассимиляция (глубинная и боковая), дифференциация (ликвационная и кристаллиза-

Генетическая классификация эндогенных оловорудных и оловосодержащих месторождений (К. Л. Бабаев, 1972)

| Группа | Класс | Тип, подтип | Формация | Характерные элементы и минеральные ассоциации | |
|----------------------------|------------------|--------------------|----------------------------------|--|---|
| | | | | главные | сопутствующие |
| Магматическая | Эпимагматический | Гр. ниобийный | Тангало ниобиево оловоносная | Калумбит, касситерит, турмалин | Zr, Cs, Be, Th. Флюорит, вольфрамит, циркон |
| | | | Бороно оловоносная | Турмалин, касситерит | |
| | | | Оловоносная | Касситерит-вольфрамит, касситерит-турмалин, касситерит | |
| | | | Вольфрамочно-оловоносная | Топаз, касситерит | |
| | | | Бороносно-оловоносная | Топаз, касситерит | |
| Фосфоритоносно-оловоносная | Апогранитовый | Грейзеновый | Фосфоритоносно-оловоносная | Турмалин, флюорит, касситерит | Флюорит, турмалин, топаз, ортит, Fe, Sc, In, I, Ib, вольфрамит, берилл, Ta, Nb, Zr, Sc, In, Ir, Ib, Li, Ga, La, Hf. |
| | | | Бороносно-фтороносно-оловоносная | Берилл, вольфрамит, касситерит | |
| | | | Бериллиево-оловоносная | Даналит, флюорит, колумбит ортит, циркон | |
| | | | Бериллиево-оловоносная | Колумбит, касситерит | |
| | | | Оловоносная | Берилл, касситерит | |
| Пегматитивный | Сингенетический | Грейзенизированный | Оловоносная | Касситерит | Турмалин |
| | | | Оловоносно-вольфрамоносная | Касситерит, вольфрамит | Колумбит, фенакит |
| | | | Оловоносная | Касситерит | |
| | | | Оловоносная | Касситерит | |

| | | | | | | | |
|------------------------------|-------------------|------------------|------------------------------|---------------------------------|---------------------------------------|--------------------------------------|---|
| Апомагматическая | Эпигенетический | Метасоматический | Оловоносно-фторо-оловоносная | Касситерит, флюорит, топаз | Даналит | | |
| | | | Оловоносно-бороносная | Касситерит, турмалин | Флюорит, ортит | | |
| | | | Оловоносная | Касситерит | | | |
| | | | Литиево-оловоносная | Сподумен, лепидолит, касситерит | | | |
| | | | Лампрофировый | Альбитизированный | Тангало-ниобиево-оловоносная | Колумбит, касситерит | Редкие земли |
| | | | | | Оловоносная | Касситерит, пирротин, пирит | Турмалин, апатит, колумбит |
| | | | | | Железорудно-оловоносная | Магнетит, касситерит | Турмалин, флюорит, молибденит, халькопирит, пирит |
| | | | Вольфрамо-оловоносная | Шеелит, касситерит | | | |
| | | | Дейтеромагматический | Скарновый: Известковый | Оловоносная | Касситерит | Шеелит |
| | | | | | Колчеданно-оловоносная | Пирит, пирротин, станнин, касситерит | Ge, La, Cd, Au As, Sn, In, Ga, Col, Sc касситерит |
| Свинцово-цинково-оловоносная | Галенит, сфалерит | | | | | | |
| Телемагматическая | Гидротермальный | Кварцевый | Вольфрамо-оловоносная | Вольфрамит, касситерит | W Молибденит, фенакит, арсенопирит | | |

| Группа | Класс | Тип, подтип | Формация | Характерные элементы и минеральные ассоциации | |
|-------------------|------------------|-------------------|-----------------------------------|--|------------------------------|
| | | | | главные | сопутствующие |
| Телемагматическая | Гидротермальный | Кварц-грейзеновый | Оловоносная | Касситерит | Li, Be, Ta, Nb, W, Cd, V, Sc |
| | | Хлоритовый | Сульфидно-оловоносная комплексная | Пирит, арсенопирит, халькопирит, станнин | Золото, арсенопирит |
| | | | Колчеданно-оловоносная | Пирит, пирротин, вольфрамит, станнин, касситерит | |
| | | Карбонатный | Свинцово-цинково-оловоносная | Галенит, сфалерит, пирит, станнин, касситерит, франкит, тиллит | La, Cd, Ge, V |
| Вулканическая | Субвулканический | Риолит-дацитовый | Оловоносная | Вольфрамит, касситерит, пирит, халькопирит, висмутин | Флюорит |
| | | | Сульфидно-оловоносная | | |

ционная), кристаллизация (из расплава, флюида, раствора), перекристаллизация и метасоматоз (эманационный и гидротермальный). Учитываются также петрология материнских и измененных пород, минералогические и геохимические ассоциации в рудах и характер рудоотложения.

В классификации выделяются следующие категории — магматическая, апомагматическая, телемагматическая и вулканогенная. Магматическая группа включает эпимагматический класс и гранитный тип с соответствующими формациями. Апомагматическая группа объединяет месторождения, генетически связанные с одной или несколькими фазами гранитоидной интрузии. Они подразделяются на следующие классы: апогранитовый, пегматитовый, лампрофировый и дейтеромагматический. Апограниты и пегматиты связаны с кристаллизационной дифференциацией, а лампрофиры и скарны — с процессом ассимиляции. В телемагматическую группу входят все месторождения, связанные с гидротермальными процессами, имеющими разнохарактерные источники минерализации. Классы подразделяются на эпимагматический, апогранитовый, пегматитовый, лампрофировый, дейтеромагматический, гидротермальный и субвулканический. Генетические типы выделены на основе связи различных комплексов горных пород с образованием месторождений. Исходя из минералого-геохимических ассоциаций выделено 32 рудные формации. Все подразделения предложенной классификации полностью соответствуют поступательному характеру развития эндогенных геологических процессов, с которыми обычно связаны оловорудные проявления.

Новым в представленной систематике является лампрофировый тип. Мы располагаем сведениями об оловоносности и вообще рудоносности определенных типов лампрофиров; некоторые их особенности описаны в наших публикациях (2).

Установлено, что некоторые типы лампрофиров по своему генезису ассимиляционного или метасоматического происхождения и в отдельных случаях формирование этих своеобразных жильных образований сопровождается рудной минерализацией (олово, золото); в большинстве случаев в их составе присутствуют минералы железа — пирротин, реже пирит. Из аксессуарных минералов часто наблюдаются апатит, турмалин, гранат, магнетит и др.

В зависимости от состава исходных флюидов, вызывающих ассимиляцию или метасоматоз, рассматриваемые жильные образования могут быть оловоносными, либо золотоносными.

Вследствие указанных особенностей, все лампрофиры, распространенные в пределах отдельных рудных полей, необходимо тщательно исследовать для выяснения их рудоносности.

Очевидно и наша классификация не лишена недостатков. Существуют многочисленные систематики и классификации оловорудной минерализации, составленные различными авторами в разное время на основе различных критериев.

Мы прилагаем для сравнения известные классификации О. Д. Левицкого (I) и Е. А. Радкевич (II).

I

Формация оловоносных пегматитов:

Тип кварцево-микроклиновий:

- а) подтип мусковит-альбитовый;
- б) подтип топаз-мусковит-альбитовый.

Тип сподумен-кварц-микроклиновий:

- а) подтип мусковит-альбитовый,
- б) подтип турмалин-альбитовый.

Формация касситерит-кварцевая

Тип оловоносных грейзенов

Тип топаз-кварцевый

Тип полевошпатово-кварцевый

Тип кварцевый

Формация касситеритово-сульфидная

Тип оловоносных скарнов:

- а) подтип магнетитовый,
- б) подтип сульфидный.

Тип турмалин-сульфидный.

Тип хлорит-сульфидный

Тип галенит-сфалеритовый.

II

Силикатно-кварцевая группа оловорудных месторождений, богатых кварцем и алюмосиликатной щелочью

Формация оловоносных пегматитов

Сингенетические пегматиты
Эпигенетические пегматиты с наложенной оловянной минерализацией

Тип натриевых альбитизированных и гнейзенизированных пегматитов
Тип натриево-литиевых альбитизированных и гнейзенизированных пегматитов
подтип сподуменовый
подтип сподумено-лепидолитовый

Формация касситерито-кварцевая

Тип кварцево-полевошпатовый
Тип оловоносных грейзенов
подтип турмалиновых грейзенов
подтип топазовых грейзенов
подтип сидерофиллитовых грейзенов
подтип мусковитовых грейзенов
подтип мусковито-флюоритовых грейзенов
Тип кварцево-топазовый
Тип кварцевый
подтип кварцевый
подтип кварцево-сульфидный
Формация месторождений «деревянистого олова» в эффузивах (риолитовая)

Силикатно-сульфидная группа оловорудных месторождений, богатых сульфидами или алюмосиликатным железом

Формация оловоносных скарнов

Тип магнетитовый
Тип сульфидный

Формация касситерито-силикатная

Тип турмалиновый
подтип кварцево-турмалиновый
подтип турмалино-сульфидный
Тип хлоритовый
подтип кварцево-хлоритовый
подтип хлорито-сульфидный

Формация касситерито-сульфидная

Тип арсенопирит-пирротиновый
Тип галенито-сфалеритовый
Тип касситерито-карбонатный

Эти классификации разработаны на основе формационного принципа, хотя этот принцип до конца не выдержан. Например, в классификации О. Д. Левицкого принимается то генетический принцип (формация пегматитов), то минералогический (формация касситерит-кварцевая или касситерит-сульфидная). При выделении типов и подтипов внутри отдельных формаций также не выдержан определенный принцип, не учитываются особенности выделенных типов (например магнетитовый подтип включен в касситерит-сульфидную формацию и т. д.).

В классификации Е. А. Радкевич мы также не могли уловить главного принципа систематики. Известно, например, что апогранитовый класс — грейзены — является самостоятельным генетическим типом, в указанной же классификации они включены в касситерит-кварцевую формацию. Кроме того, среди грейзенов выделен как самостоятельный тип мусковитовый грейзен, это не совсем понятно, поскольку мусковит присутствует во всех грейзенах, выделенных в указанной классификации — турмалиновых, топазовых и других.

Во всех подразделениях в рассматриваемой классификации, так же как в систематике О. Д. Левицкого, имеются неясности, поэтому указанные схемы мы не могли принять за основу при систематике оловорудных месторождений региона.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдуллаев Х. М. Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузиями, Ташкент, Госгеолиздат, 1954.
2. Бабаев К. Л. Генетические типы оруденения редких и рассеянных элементов, Уч. зап. САИГИМСа, вып. 1, 1959.
3. Бабаев К. Л., Збарский М. И. Полезные ископаемые в четвертичных отложениях, Уч. зап. САИГИМСа, вып. 5, 1961.
4. Бабаев К. Л. Генезис и генетическая классификация гранитных пегматитов. Тезисы доклада на первом Всесоюзном петрографическом совещании, Ташкент, Изд-во СО АН СССР, 1963.
5. Бабаев К. Л. Генетическая классификация эндогенных рудных месторождений, «Советская геология», 1965, № 9.
6. Баймухамедов Х. Н. Генетические формации оловорудных месторождений Зирабулак-Знаэтдинских гор, «Узб. геол. журнал», 1963, № 7.
7. Ицксон М. И. Распределение оловорудных месторождений в складчатых областях, «Советская геология», 1958, № 1.
8. Левицкий О. Д. Генетическая классификация оловорудных месторождений, Изд-во АН СССР, вып. 82, 1947.
9. Материков М. П., Маршукова Н. К., Павловский А. Б. Оловосодержание Средней Азии, М., Изд-во «Недра», 1964.
10. Радкевич Е. А. К вопросу о классификации оловорудных месторождений, «Изв. АН СССР», сер. геол., 1956, № 6.
11. Смирнов В. И. Геологическая классификация гидротермальных месторождений, «Изв. АН СССР», сер. геол., 1937, № 5.
12. Смирнов С. С. Некоторые замечания о сульфидно-касситеритовых месторождениях, «Изв. АН СССР», сер. геол., 1937, № 5.
13. Щербakov Д. И. Генетические типы оловорудных месторождений Средней Азии. В сб. «Научные итоги работ Таджикско-Памирской экспедиции», М.—Л., Изд-во АН СССР, 1936.

ЭПИГЕНЕТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И ГЕНЕЗИС МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАНА В КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ ПЕСЧАНО-ГЛИНИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Месторождения рассматриваемого типа известны в США (9), СССР (1, 3, 9) и других странах. Их особенностью является связь уранового оруденения с зонами пластового окисления. Эта особенность локализации и условия образования оруденения установлены и изучены в 1955 г. А. И. Паком, В. М. Мазиным, Г. А. Печенкиным (при последующем участии К. В. Керносовой, М. Э. Поляковой, А. Н. Глазова, А. Н. Шевнина, Е. А. Головина, Е. М. Шмагриовича, М. Ф. Каширцевой, М. А. Алексеевой (1, 3, 5, 9 и др.).

Все месторождения приурочены к крыльям горст-антиклинальных структур. Рудовмещающей является толща песчано-глинистых отложений прибрежно-морского и континентального генезиса. Урановое оруденение строго контролируется эпигенетической зональностью в профиле коры выветривания осадочных пород, в которой в отличие от других авторов (1, 2, 9) мы выделяем зоны поверхностного окисления, пластового окисления и цементации (восстановления).

Зона поверхностного окисления (мощностью до 30—40 м и более) имеет площадное распространение, нижняя граница грубо параллельна эрозионной поверхности. Она подразделяется (сверху вниз) на три подзоны: приповерхностного огипсования, окисления трещиноватых пород, пятнистого окисления.

Подзона приповерхностного огипсования (3—4 м) представлена породами, интенсивно огипсованными (до 80% гипса). Широко развиты окислы марганца, карбонаты и силикаты урана. Наибольшие скопления их отмечаются в нижней части подзоны и приурочены к огипсованным породам рудоносного и рудовмещающих горизонтов, а также корам выветривания палеозойских гранитоидов в местах выхода их на дневную поверхность.

Трещиноватые породы (20—40 м) подзоны окисления равномерно окисляются и окрашены в желтые цвета. Широко проявлены гетит, гидрогетит, гипс, окислы марганца, карбонаты кальция, реже фосфаты урана, целестин, каолинит и др. Гипс, фосфаты урана и окислы марганца развиты только по трещинам пород в виде жил, конкреций (гипс) и примазок (фосфаты урана и окислы марганца); количество их в десятки раз меньше, чем в подзоне приповерхностного огипсования пород. Вторичные минералы урана образовались за счет убогих сингенетических концентраций.

Подзона пятнистого окисления находится между подзоной окисления трещиноватых пород и неокисленными породами (2—6 м). Граница между ними выражена не четко. Окисление пород в данной подзоне проявлено лишь по гнездам песка и трещинам пород. Эпигенетические новообразования представлены гетитом.

Гипергенные преобразования пород в зоне поверхностного окисления связаны с действием атмосферных агентов и грунтовых вод. Воды характеризуются положительным значением Eh (до +250 мв), наличием кислорода и содержанием урана от $n \cdot 10^{-5}$ до $n \cdot 10^{-3}$ г/л. Повышенные концентрации урана в водах приурочены к проявлениям вторичной урановой минерализации, которые представляют собой реликты уранового оруденения древних зон цементации, многократно преобразованных под воздействием окислительных и инсоляционных процессов.

Зона пластового окисления отчленяется от зоны поверхностного окисления и представляет собой линейный морфологический тип коры выветривания аридного климата. Зона развивается по падению водоносных горизонтов и частично по кровле и подошве глинистых водоупоров на глубину до 200—800 м и более; участками опускается в породы фундамента. Мощность зоны от 2—5 до 10—60 м и более.

В данной зоне выделяются подзоны полного окисления, красно-бурых пород и пятнистого окисления.

В подзоне полного окисления органические вещества, минералы, содержащие двухвалентное железо, окислены полностью с образованием гётита-гидрогётита, отчасти гематита. Отмечаются проявления каолинита, сепиолита, галлуазита, ярозита и некоторые другие гипергенные минералы. Породы окрашены в желтый, реже в желто-бурый цвет. Среди окисленных пород встречаются реликты зон цементации.

Подзона красно-бурого окисления пород (иногда до трех подзон) характеризуется развитием гидрогематита, гётит-гидрогётита и несколько повышенной радиоактивностью. Одна из подзон, расположенная на границе с зоной цементации, строго повторяет конфигурацию границы выклинивания зоны пластового окисления, а другие подзоны — контуры первой. Мощность зоны изменяется от 1—2 см до нескольких десятков метров.

Подзона пятнистого окисления пород устанавливается лишь местами на выклинивании зоны пластового окисления. Представлена пятнисто-окисленными породами передней части зоны цементации. Из минералов характерны гидроокислы железа, самородная сера, уранофан и др. На участках неокисленных пород отмечаются скопления окислов урана, дисульфидов железа, органического вещества и др. В пластовых водах данной подзоны содержание урана и селена выше, чем в подзоне полного пластового окисления.

Зона пластового окисления формируется за счет движущихся напорных кислородсодержащих (0,2 мг/л) пластовых вод. В них содержание урана и молибдена в среднем $n \cdot 10^{-5}$ г/л, селена до $n \cdot 10^{-4}$ г/л (9). На выклинивании зон пластового окисления содержание этих элементов увеличивается на один порядок за счет выщелачивания их из передней части зоны цементации. Подзона красно-бурого окисления представляет собой реликты зон цементации.

тации, выщелоченных в периоды активизации тектонических движений.

Зона цементации (восстановления) развивается ниже зоны пластового окисления и окаймляется с внешней стороны серыми безрудными породами рудоносного горизонта. Зона сложена неокисленными породами с органическими остатками углистого и битумного ряда (9). Наряду с аутигенными минералами широко проявлены эпигенетические новообразования окислов урана, дисульфидов и карбонатов железа, молибдена, селена, кварца, кальцита, доломита, реже сульфидов свинца, цинка, меди, минералов-носителей урана, селена и других. В пределах данной зоны, в отличие от других авторов (4), мы выделяем (сверху вниз) подзоны селеновой, урановой и молибденовой минерализации.

Подзона селеновой минерализации локализована в передней части зоны цементации и примыкает непосредственно к подзоне пятнистого окисления. Селеновая минерализация состоит из самородного селена и селенсодержащих обугленных растительных остатков и пирита. По данным В. Ф. Савельева (6), содержание селена в данной подзоне на 2—3 порядка выше, чем в неокисленных безрудных породах рудоносного горизонта и на 3—4 порядка относительно пород зоны пластового окисления.

Подзона уранового оруденения по довольно резкому контакту примыкает к зоне пластового окисления и прослеживается прерывисто по простиранию с ней. Урановая минерализация представлена окислами урана (настуран, урановая чернь), отчасти коффеинитом (3). Они тесно ассоциируют с дисульфидами железа (пирит, марказит, мельниковит) и другими эпигенетическими новообразованиями. Незначительная часть урана связана с органическими и фосфатными остатками. В пределах данной подзоны скопления окислов урана и урансодержащих минералов образуют рудные залежи, которые имеют всегда серповидную, саблеобразную, сошничкообразную, линзообразную форму, а также встречаются в виде удлинённых и изогнутых лентообразных полос. Все морфологические типы, за исключением линзообразных, с одной из сторон раздвоены и в разрезе имеют рогатуйкообразную или пальцеобразную форму. Наибольшие скопления урановой минерализации локализованы в центральной части зоны цементации; на выклинивании этой зоны содержание урана уменьшается до фонового значения.

Подзона молибденовой минерализации пространственно приурочена к окончатой зоне цементации. Налеты и примазки ильземанита, фемолита и иордизита в серых породах тесно ассоциируют с дисульфидами железа, органическими веществами и другими гипергенными новообразованиями.

Последовательное развитие селеновой, урановой (с сульфидами железа) и молибденовой минерализации в зоне цементации обусловлены геохимическими особенностями этих элементов и гидрогеохимическим условием пластовых вод. Последние в отличие от

зон пластового и поверхностного окисления характеризуются отсутствием кислорода, развитием сульфатредуцирующих микроорганизмов и сероводорода. По мере удаления от передней части зоны к нижней понижается значение Eh от 0 до -200 мв, уменьшается содержание урана, селена и молибдена до $n \cdot 10^{-6}$ г/л, за счет выпадения их из пластовых вод.

Рассмотренная выше эпигенетическая зональность в профиле выветривания осадочных пород и связанная с нею гипергенная минерализация формировалась, по-видимому, по следующей схеме.

Грунтовые воды из зоны поверхностного окисления поступали в водоносные горизонты и в них формировали зоны пластового окисления. По мере движения вод по пласту происходило выщелачивание урана и других химических элементов, а также осаждение их в зоне цементации (2, 7).

Источником металла являлись концентрации урана, заключенные в осадочных породах рудоносного горизонта и пород складчатого фундамента (5).

Процесс эпигенетического рудообразования протекал в течение длительного геологического времени. В начальной стадии процесса, вероятно, формировались рудные залежи с относительно бедным содержанием урана, сравнительно простой морфологией в плане, но раздвоенные по мощности (рис. 1; I а, б, в). При дальнейшем развитии процесса рудные залежи, сохраняя прежнюю морфологию, становились более крупными с более высоким содержанием урана и других металлов (рис. 1; II а, б; III а, б). Однако при активизации тектонических движений единая рудная залежь распадается на ряд более мелких линзообразных тел, «отжатых» в глинистые водоупоры (рис. 1, а, б). При этом, в фронтальной части зоны пластового окисления, в результате перераспределения рудного материала из разрушающихся частей залежей и привноса его из зоны окисления пород зарождалась новая рудоносная зона с убогим содержанием руд (рис. 1: IV а, б, в), из которых при стабилизации тектонического режима формировались новые рудные залежи также раздвоенной морфологии (рис. 1: V).

Рассматриваемый процесс формирования и многостадийного преобразования рудных залежей может протекать в районах постплатформенного орогена при наличии длительного направленного переелива кислородных урансодержащих грунтовых вод в водоносные горизонты осадочных пород, содержащих органические вещества и другие восстановители (5, 9).

В заключение отметим, что описанный рудообразующий процесс мог протекать в разные геологические эпохи — в кайнозой, мезозой, палеозой и докембрий. Аналогами подобных рудных образований, по мнению автора, являются месторождения Витватерсранд, Блаинд-Ривер и др. (5). Поиски таких месторождений, очевидно, целесообразно проводить в древних платформенных

геологических формациях районов с дифференцированными палеотектоническими движениями.

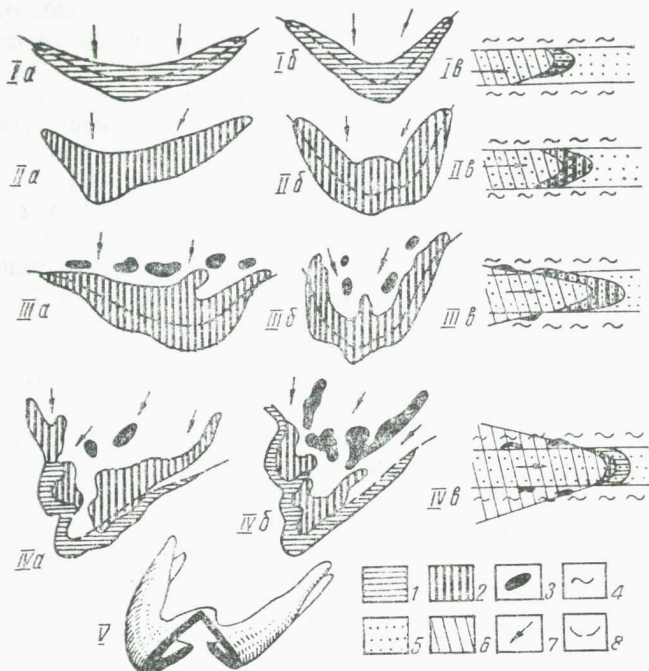


Схема последовательного образования и стадийного изменения рудных залежей.

Рудные залежи: 1—раздвоенные с убогим содержанием металла; 2—раздвоенные с относительно высоким содержанием металла; 3—линзообразные не раздвоенные с неравномерным содержанием металла; Рудоносные осадочные породы: 4—глины; 5—пески и песчаники; 6—окисленные породы (зона пластового окисления); 7—направление потока кислородсодержащих пластовых вод; 8—граница окисленных и неокисленных пород. I—IV—стадии преобразования рудных залежей; V—блок-диаграмма рудной залежи.

ЛИТЕРАТУРА

1. Батулин С. Г. [и др.]. Экзогенные эпигенетические месторождения урана, М., Атомоиздат, 1965.
2. Евсеева Л. С., Перельман А. И. Геохимия урана в зоне гипергенеза. М., Атомоиздат, 1962.
3. Каширцева М. Ф. Минералого-геохимическая зональность инфильтрационных месторождений урана, «Сов. геология», 1964, № 10.
4. Каширцева М. Ф. Методы изучения эпигенетических изменений в рыхлых осадочных породах, М., Изд-во «Наука», 1970.
5. Пак А. И. Роль структурно-тектонических условий в формировании осадочно-инфильтрационных месторождений урана, «Узб. геол. ж.», 1966, № 5.
6. Савельев В. Ф. Минералого-геохимические особенности селеновых проявлений в одном месторождении, Автореф. канд. дисс. 1964.

7. Ш е р б а к о в Д. И. Новое о происхождении гидротермальных месторождений, В кн. «К геохимии и литологии Средней Азии», Л., 1972.
8. Ш а р п В. Н. [и др.]. Геология месторождений урана района Пампкин-Баттс, бассейна Пандер, Байоминг, Мат. конференции в Женеве, 1955, М., Госгеолтехиздат, 1955.
9. Ш м а р и о в и ч Е. М. Концентрация редких элементов, связанных с кислородной пластовой зональностью водоносных горизонтов, В кн. «Состояние и задачи сов. литологии», т. II, М., Изд-во «Наука», 1970.

УДК 550.4:549.324.62

С. Т. Бадалов, А. С. Поваренных

ЭЛЕМЕНТЫ-ПРИМЕСИ АРСЕНОПИРИТОВ

Арсенопирит — сравнительно редкий сульфидный минерал, хотя в некоторых рудных месторождениях является одним из важнейших минералов-носителей и концентраторов комплекса редких элементов-примесей — золота, серебра, селена, теллура и др.

Выделяется даже самостоятельная кварц-пирит-арсенопирит-золоторудная формация, в которой почти все золото приурочено к главнейшим сульфидам — пириту и арсенопириту (11 и др.).

Тяготение золота в наивысших концентрациях (иногда более 1000 г/т) к арсенопириту не случайно и объясняется его халькофильностью в момент синхронной кристаллизации с сульфидами (1, 3). Следует особо отметить, что содержание золота в идеально сгруппированных мельчайших (0,0X—0,X, реже до 1 мм) кристалликах арсенопирита и пирита уменьшается от центральных частей к периферии, т. е. максимальная концентрация возникает в момент зарождения кристаллов (6).

В Средней Азии арсенопирит представляет интерес главным образом в месторождениях прожилково-жильного типа в связи с шеелитоносными скарнами (12, 11) и кварц-пирит-арсенопирит-золоторудных, имеющих осадочно-метаморфогенное происхождение (Мурунтау, Кокпатас и др. в Кызылкумах, Бакырчик в Казахстане и др.).

Из комплекса элементов-примесей, тяготеющих к арсенопириту, изоморфными (включая изо- и гомеоструктурное вхождение) являются селен, теллур, висмут, сурьма, кобальт, никель (2) и, возможно, золото (1, 3). Характерно, что в золоторудных провинциях арсенопириты нередко служат концентраторами, а иногда и носителями основной массы золота в месторождениях (Западный Узбекистан и др.). Несмотря на очень высокие концентрации золота в арсенопиритах, оно в некоторых случаях (при слабой степени метаморфизма руд) почти не извлекается даже при длительном цианировании. Этими же экспериментами показано, что наиболее вероятной формой нахождения золота, особенно в арсенопиритах, и менее в пиритах руд кокпатас-бакырчикского типа, является изоморфное замещение им железа (7).

Имеющиеся данные по нахождению и закономерностям распределения элементов-примесей в арсенопиритах Узбекистана и Средней Азии (2—4, 6—8, 11, 12) позволяют отнести их к изоморфным, изо-, гомео- и гетероструктурным (2) (таблица).

Чтобы правильно понять наличие существенных количеств элементов-примесей в арсенопирите, необходимо кратко остановиться на характерных чертах его кристаллохимии. Арсенопирит принадлежит к структурному типу пирита-марказита, в котором гибридизируются *d*-, *s*- и *p*-электронные орбиты, образующие существенно ковалентные связи с октаэдрической координацией атомов металлов (5). Однако в отличие от минералов группы пирита, где металлические атомы выступают в двухвалентном состоянии, в арсенопирите (как и в кобальтине) металлические атомы трехвалентны. Это принципиально меняет возможности

Распределение и формы вхождения элементов-примесей в арсенопиритах

| Минерал | Изоморфные примеси | Эпитаксические срращения минералов | | Элементы-примеси (не изоморфные) |
|-------------------------------|--------------------|--|--|----------------------------------|
| | | изо- и гомеоструктурные | гетероструктурные | |
| Арсенопирит | Co, Ni, Au, Ag? | CoAsS, CoSbS, CoS ₂ | (Co, Ni) ₁ (As ₁) ₃ | Cu, Ag |
| FeAsS | Платиноиды (?) | CoSe ₂ , CoAs ₂ | Ag ₃ Te, AgTe | Au, Zn, |
| Мон. КЧ-6 | Sb, Bi, Se, Te | NiAsS, NiSbS, NiS ₂ | Au ₂ Te ₃ , AuTe ₂ | Tl, Sn, |
| dFe—S = 2,23 dFe—As = 2,33 | | NiSe ₂ , NiAs ₃ , NiSb ₂ AuAsS, AuSbS, AuSb ₂ AgSbS, RhAsS IrAsS, PtAsS; FeSbS, TeBiS? | Ag ₃ AuSe ₂ Ag ₃ AuTe ₂ TlAs ₂ Bi ₂ Te ₂ S | Pb, V, Mo |

изоморфного замещения элементов, так как набор заместителей трехвалентного железа, естественно, не совпадает с набором типичных изоморфных «спутников» железа в пирите, что частично отражено в статье (2).

Наиболее характерными изоморфными заместителями железа в арсенопирите являются трехвалентные кобальт и никель, а также, по-видимому, платиноиды и золото, что для платиноидов подтверждается наличием (изооструктурных с кобальтином) минералов состава RhAsS, IrAsS и PtAsS (10). Но если последние геохимически не свойственны гидротермальному процессу, то золото, наоборот, тесно с ним связываясь, входит в состав этих структурно-уникальных сульфидов — пирита, и, особенно, арсенопирита, поскольку по аналогии с платиноидами оно может образовывать изоструктурное с кобальтином соединение AuAsS, где золото трехвалентно, тем более, что уже известны природные его соединения с сурьмой (ауростибит — AuSb₂) и селеном (фиссесерит — Ag₃AuSe₂).

Величины электроотрицательностей трехвалентных золота и железа близки и составляют соответственно 230 и 235 ккал/г·атом (9), а межатомные расстояния Fe—As и Au—As (как показывают данные экстраполяции) отличаются всего на 0,2 Å, что составляет менее 10%. Это обстоятельство очень важно с точки зрения возможности изоморфного вхождения золота в состав арсенопирита и, нам кажется, вполне объясняет не только высокое содержание его в арсенопиритах, но и его слабую извлекаемость методом цианирования. Не исключено, что и серебро в трехвалентном состоянии может замещать атомы железа в арсенопирите (10).

Другая линия изоморфизма элементов в арсенопирите осуществляется за счет атомов серы и мышьяка, которые, соответственно, могут замещаться: первые — селеном и теллуrom, а вторые — сурьмой и висмутом с тенденцией к уменьшению совершенства от первого ко второму в каждой паре.

Однако наравне и одновременно с изоморфными замещениями все эти элементы могут входить в состав арсенопирита также в виде микроэпитаксонидных вростков других минералов в его индивидах, которые кристаллизуются как в изо-, так и в гетероструктурных формах. В таблице показаны все формы вхождения элементов-примесей в арсенопиритах; эти данные полнее и более точны, чем приведенные в нашей предыдущей работе (2).

В арсенопиритах Средней Азии отмечаются следующие пределы средних содержаний элементов-примесей в месторождениях (г/т) (3, 4, 6, 11, 12): золота — 2—600, серебра — 30—550, кобальта — 10—3800, сурьмы — 200—1200, висмута — 400—4700, селена — 2—30, теллура — 1—30.

Эти данные относятся к арсенопиритам из следующих генетических типов месторождений: скарново-магнетитовых (Чокадамбулак и др.), скарново-полиметаллических (Джау-Джурек, по А. Каххарову), скарново-шеелитовых с сульфидной прожилково-жилевой минерализацией (Лянгар и др.), кварц-сульфидно-касситеритовых (Наугарзансай), мышьяк-полиметаллических (Такелийское рудное поле) и кварц-пирит-арсенопирит-золоторудных (Мурунтау, Кокпатас и др.).

Характерны следующие особенности распределения элементов-примесей в арсенопиритах: 1) максимальные концентрации отмечаются для золота — в кварц-пирит-арсенопиритовых рудах; для серебра — в мышьяково-полиметаллических; для сурьмы, висмута и кобальта — в скарново-магнетитовых и мышьяково-полиметаллических.

Почти во всех случаях повышенные содержания указанных элементов-примесей в арсенопиритах не сопровождаются появлением включений соответствующих минералов. Исключение составляют кристаллы арсенопирита, претерпевшие с момента их возникновения заметные изменения, которые выражаются в метаморфизме руд, наложении различных процессов изменений и др.

Одной из возможных форм нахождения золота в арсенидах является $AuAsS$, являющийся изоструктурным аналогом $FeAsS$. Учитывая халькофильность золота, особенно в щелочных сульфидных растворах, создающего устойчивые соединения с теллуrom, селеном, сурьмой и висмутом, следует ожидать нахождение и других, но менее устойчивых соединений золота — с мышьяком и серой. Сохранение этих соединений наиболее вероятно только для условий, близких к их образованию, что возможно для метаморфизованных и сравнительно молодых по возрасту месторождений.

Изучение элементов-примесей в сульфидных минералах, и в частности в арсениде, с выявлением их форм вхождения позволяет уточнить некоторые вопросы кристаллохимии, а также может способствовать разработке наиболее рациональных схем их обогащения с целью комплексного использования всех ценных компонентов. Последнее относится главным образом к золоту, которое концентрируется в арсенидах большинства эндогенных месторождений, а в кварц-пирит-арсенид-золоторудных арсенидах — важнейший концентратор и носитель золота.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бадалов С. Т. О причинах возникновения концентраций золота в сульфидных минералах, «Узб. геол. журнал», 1972, № 2.
2. Бадалов С. Т., Поваренных А. С. О формах вхождения элементов-примесей в сульфиды, Минералог. сб. Львовского Гос. Универс., вып. 1, 1967, № 21.
3. Бадалов С. Т., Голованов И. М., Дунин-Барковская Э. А. Геохимические особенности рудообразующих и редких элементов эндогенных месторождений Чаткало-Кураминских гор, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1971.
4. Бадалов Р. П., Бадалов С. Т. Некоторые закономерности распределения золота и серебра в главнейших рудных минералах эндогенных месторождений Карамазара и Зап. Узбекистана, «Геохимия», 1967, № 7.
5. Бокый Р. Б., Романова Е. М., Максимова П. В. Кристаллические структуры арсенидов, сульфидов, арсеносульфидов и их аналогов, Новосибирск, 1964.
6. Гаврилов А. М. О сингенетичном с сульфидами характере тонкодисперсного золота на золоторудном месторождении Бакырчик, Труды ЦНИГРИ, вып. 96, ч. 1, 1971.
7. Коробушкин И. М. О форме нахождения «тонкодисперсного» золота в пирите и арсениде, ДАН СССР, т. 192, 1970, № 2.
8. Моисеева М. И. Минералогия рудных месторождений северо-восточной части Кураминского хребта и сопредельных районов, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1969.
9. Поваренных А. С. Кристаллохимическая классификация минеральных видов, Киев, Изд-во «Наукова думка», 1966.
10. Поваренных А. С. Основные черты кристаллохимии минералов меди и серебра, В сб. «Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования» Изд-во «Наука», 1967.
11. Рудные формации и основные черты металлогении золота в Узбекистане, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1969.
12. Хамрабаев И. Х. Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане, Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1958.

В. А. Паздзерский

О ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ ЛОКАЛИЗАЦИИ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ НА ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ ЮЖНОЕ (КОКПАТАССКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ)

Большинство исследователей, изучавших месторождение Кокпатас, указывают на его магматогенный генезис с привносом золота по глубинным разломам и отложением золото-сульфидной минерализации в пологопадающих, секущих вмещающие породы, структурах в благоприятной литологической среде (3, 5). Имеется и принципиально иная точка зрения об осадочно-метаморфогенном генезисе месторождения, по которой источником золота служат вмещающие оруденение породы (1, 2, 4).

Площадь Кокпатаасского рудного поля сложена известняками нижнего карбона, перекрытыми с угловым и азимутальным несогласием вулканогенно-осадочными отложениями карашахской и кокпатаасской свит среднекарбового возраста. Все золоторудные месторождения и рудопроявления приурочены к отложениям только карашахской свиты. В ее составе на месторождении Южное четко выделяются четыре литологически разнородные пачки (снизу вверх): туфобрекчий (I), туфопесчаников (II), сланцев (III) и туфопесчаников и алевролитов (IV). Для них характерен пестрый литологический состав, резкая фациальная изменчивость слагающих пород, широкое колебание мощностей. На контактах пачек наблюдается резкое обогащение пород углистым веществом. Отложения всех свит секутся многочисленными дайками основного и среднего состава; часть даек имеет согласное с вмещающими породами падение. Месторождение приурочено к крылу пологой брахиантиклинали, осложненной мелкой складчатостью и серией разрывных нарушений.

Золоторудная минерализация связана с мощными зонами ливенитизации и представлена густой вкрапленностью золотоносного пирита и арсенопирита.

Распределение золотосульфидной минерализации в разрезе свиты неравномерное, большинство известных рудных тел приурочено к ее центральной части. Для выявления обогащения золотом той или иной пачки карашахской свиты были определены средние содержания золота. С этой целью подсчитывалось распределение мощностей, приходящихся на заданные классы содержаний золота в конкретных сечениях отдельно по каждой пачке, а затем суммированием определялись средние результаты.

В подсчете участвуют 8975 проб по выбранным 164 разведочным сечениям (скважины и подземные горные выработки), наиболее полно характеризующим каждую пачку. Среднее содержание золота пачки (табл. 1) определено по формуле

$$C_{cp} = \frac{\sum c \cdot m}{\sum m},$$

где C — среднее содержание золота в каждом классе содержаний,
 m — мощность.

Наиболее обогащена золотом третья пачка карашахской свиты, для которой среднее содержание составляет 1,46 г/т на опробованную мощность или с учетом поправки (около 1 г/т) на всю мощность пачки.

Расчеты показывают, что примерно половина всего золота сосредоточена в третьей пачке карашахской свиты; 20—25% во второй и четвертой пачках и лишь около 5% — в первой.

Таблица 1

Распределение мощностей по классам содержаний и среднее содержание золота в пачках карашахской свиты

| Пачка | Средняя мощность | Средняя опроб. мощность, % | Кол-во сечений кол-во проб | Мощности, приходящиеся на классы содержаний, % | | | | | | Среднее содержание Au на опробованную мощность |
|-------|------------------|----------------------------|-------------------------------|--|---------|---------|---------|---------|------|--|
| | | | | <0,1 | 0,1—1,0 | 1,1—2,0 | 2,1—3,0 | 3,1—5,0 | >5,0 | |
| I | 70 | 29,8 | $\frac{35}{291}$ | 40,5 | 48,6 | 8,0 | 1,8 | 1,1 | — | 0,4 |
| II | 100 | 47,3 | $\frac{120}{2570}$ | 40,4 | 39,2 | 9,0 | 5,3 | 4,1 | 2,0 | 0,76 |
| III | 110 | 57,6 | $\frac{124}{4967}$ | 26,8 | 37,2 | 13,1 | 7,4 | 8,1 | 7,4 | 1,46 |
| IV | 120 | 37,3 | $\frac{67}{1147}$ | 38,9 | 37,0 | 9,5 | 5,5 | 5,0 | 4,1 | 0,59 |

Для пачек карашахской свиты характерна резкая изменчивость мощностей по простиранию и падению. Интересная закономерность выявляется при анализе зависимости средних содержаний золота по пачке в конкретном сечении от ее мощности в том же сечении. Такой анализ выполнен для наиболее обогащенной золотом и полно охарактеризованной выработками третьей пачки. Оказалось, что с увеличением мощности пачки среднее содержание золота закономерно уменьшается и наоборот. График зависимости содержания золота в пачке от ее мощности при неизбежном в таком случае некотором разбросе точек наблюдений близок к кривой (рис. 1), математическое выражение которой можно представить формулой:

$$C \cdot m = \text{const.}$$

где C — среднее содержание золота в пачке по сечению;
 m — мощность пачки в сечении.

С целью изучения вопроса о распределении золота внутри пачек подсчитаны и графически отображены усредненные значения содержаний золота по сумме сечений для третьей и четвер-

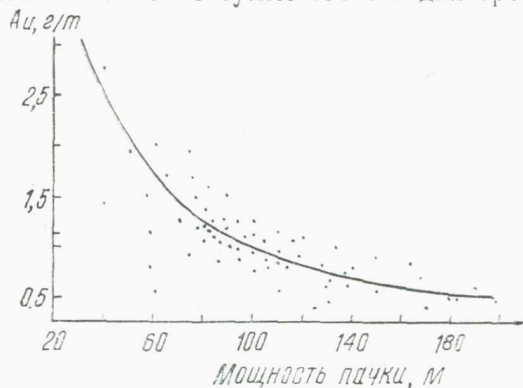


Рис. 1. График зависимости средних содержаний золота в третьей пачке карашахской свиты от ее мощности по сечениям.

той пачек карашахской свиты. В каждом конкретном сечении изучаемая пачка делилась на десять равных по мощности условных слоев и для каждого из них подсчитывалось среднее содержание золота. Суммируя в дальнейшем эти данные по каждому

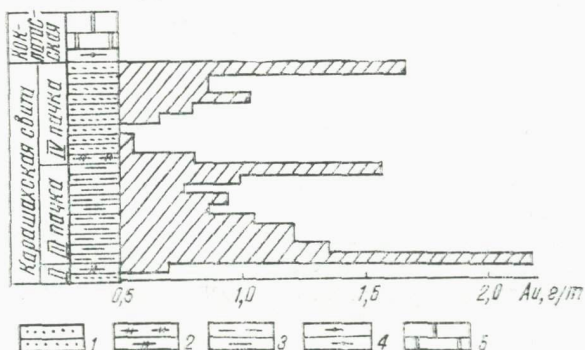


Рис. 2. Диаграмма распределения золота в третьей и четвертой пачках карашахской свиты.

1—песчаники; 2—углисто-глинистые сланцы; 3—углисто-кварц-илоритовые сланцы; 4—кремний; 5—доломиты.

слою пачки и разделив полученный результат на количество сечений, выводилось среднее содержание золота для каждого слоя в целом (табл. 2, рис. 2).

На месторождении четко проявилось обогащение золотом отдельных частей пачек: подошвы и кровли III пачки и кровли IV.

На основании исследований установлено, что только III пачка карашахской свиты по сравнению с остальными резко обогащена

золотом и в ней сконцентрировано более 50% золота; внутри самой пачки также наблюдается стратифицированное обогащение ее отдельных частей. Выявлена и обратная зависимость между мощностью пачки в отдельном сечении и средним содержанием в нем золота, что свидетельствует, по-видимому, о равномерном поступлении его в осадок в процессе формирования месторождения за определенный отрезок времени, соответствующий времени накопления слагающего пачку материала.

Таблица 2

Распределение средних содержаний золота в отложениях
III и IV пачек карашахской свиты

| Номер слоя | III пачка | | | IV пачка | | |
|---------------|-----------|-------------------|------------------------------------|----------|-------------------|------------------------------------|
| | Σс | кол-во сечений | среднее содер- жание Au, г/т | Σс | кол-во сечений | среднее содер- жание Au, г/т |
| 1 | 107,4 | 69 | 1,56 | 26,6 | 16 | 1,66 |
| 2 | 78,3 | 80 | 0,98 | 13,1 | 15 | 0,87 |
| 3 | 66,5 | 89 | 0,75 | 14,6 | 17 | 0,86 |
| 4 | 86,1 | 93 | 0,93 | 15,5 | 15 | 1,03 |
| 5 | 86,4 | 100 | 0,86 | 13,6 | 17 | 0,8 |
| 6 | 106,2 | 102 | 1,04 | 9,9 | 15 | 0,66 |
| 7 | 123,0 | 102 | 1,21 | 5,5 | 11 | 0,50 |
| 8 | 121,0 | 101 | 1,20 | 6,8 | 13 | 0,52 |
| 9 | 134,7 | 101 | 1,33 | 6,6 | 12 | 0,55 |
| 10 | 215,4 | 101 | 2,13 | 12,9 | 16 | 0,81 |

Таким образом, золото поступало в отложения карашахской свиты непосредственно в момент формирования осадка, причем основная его масса отложилась в относительно узкие временные интервалы, что привело к первичному обогащению золотом отдельных частей свиты и пачек. В дальнейшем под влиянием процессов метаморфизма с участием водных растворов любого генезиса часть золота была перераспределена и переотложена в благоприятных структурах, усложнив геологическое строение месторождения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бадалов С. Т. О роли вмещающих пород в качестве возможного источника золота в эндогенных кварцево-золоторудных месторождениях. В кн. «Минералогия и геохимия сульфидных месторождений Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1966.
2. Бадалов С. Т., Шувалов В. Б. Минералого-геохимические и некоторые генетические особенности пирит-арсениpirit-золоторудного месторождения Кокпатас (УзССР). В кн. «Геология, минералогия и геохимия Узбекистана». Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1972.
3. Гаврилов А. М. О времени выделения золота на одном из месторождений Западного Узбекистана. Труды ЦНИГРИ, вып. 79, 1968.

4. Паздзерский В. А. О роли вмещающих пород в процессе окolorудных изменений на Кокпатасском рудном поле. В кн. «Геология, минералогия и геохимия Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1972.
5. Рудные формации и основные черты металлогении золота Узбекистана. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1969.

УДК 553.411.071+553.22(575.16)

**В. А. Хорват, Э. Б. Бертман, И. Х. Хамрабаев, Г. М. Чеботарев,
Т. В. Семенова, Ю. А. Чернявский, Х. С. Тилляев**

ОКОЛОЖИЛЬНЫЕ МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ЧАРМИТАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЗАПАДНЫЙ УЗБЕКИСТАН)

Чармитанское месторождение относится к золото-сульфидно-кварцевой (малосульфидных руд) формации, пирит-арсенопиритовому минеральному типу (4, 6, 8, 10). Расположено оно на южном склоне хребта Северный Нуратау, где приурочено к юго-восточному эндо- и экзоконтакту многофазного Кошрабатского интрузива.

Золото-сульфидно-кварцевая с шеелитом минерализация размещена в порфириовидных граносиенитах главной фазы и сланцево-алевролитовой толще. Промышленные рудные тела в эндоконтактной зоне представлены протяженными (стержневыми) кварцевыми жилами, сопровождаемыми метасоматическими оторочками. В кварце и околожилных измененных породах постоянно отмечаются гнезда, линзы, просечки и вкрапленность пирита, арсенопирита, шеелита, галенита, сфалерита, джемсонита, самородного золота, приуроченных к трещинам скалывания субширотного простираия и крутого северо-восточного падения. В зоне экзоконтакта наряду с жильными телами существуют системы параллельных и пересекающихся прожилков кварца и сульфидов, содержащих золото.

В настоящей статье рассматриваются метасоматиты, развитые в граносиенитах вдоль стержневых кварцевых жил. Интерес к околожилным породам закономерен в связи с их повышенной золотоносностью и выраженными макропризнаками, позволяющими использовать их в качестве поисковых.

Впервые метасоматический характер околожилных изменений Чармитана на участке Рудная горка отметил И. Х. Хамрабаев (12), выделивший тип золотоносных альбит-хлоритовых метасоматитов. В процессе геологоразведочных работ на новых участках отмечена (В. А. Хренов и др.) постоянная ассоциация жил и развивающихся вдоль них измененных пород.

Нами (1970—1972 гг.) установлено, что главными околожилными минералами являются калишпат и плагиоклаз (альбит—олигоклаз). Учитывая тесную ассоциацию альбитизированных и калишпатизированных пород в рудоносных структурах и данные

микронаблюдений, авторы приходят к выводу о временной и генетической близости процессов альбитизации и калишпатизации, что находится в согласии с представлениями В. А. Жарикова (7) и В. И. Рехарского (9), изучивших полевошпатовые метасоматиты редкометальных месторождений.

Перечислим характерные особенности околожильных полевошпатовых пород Чармитана.

1. Рассматриваемые метасоматиты в различных сечениях характеризуются преобладающим развитием вторичных альбита или калишпата, находящихся в сложных возрастных взаимоотношениях. Фиксируются случаи замещения полевых шпатов кварцем, серицитом, пиритом, карбонатом (позиция рудного тела 10), однако они обладают признаками более поздних самостоятельных образований. Установлено, что метасоматиты, развитые вдоль главных рудных тел в граносиенитах (на поверхности, горизонтах шх. 1, шт. 1), — существенно полевошпатовые или кварц-полевошпатовые.

2. Калиевый метасоматоз в постмагматическую стадию развивается несколько позже и значительно интенсивнее альбитизации. В зальбандах рудного тела 2—4 во внутренней зоне изменения отмечались породы с содержанием новообразованного калишпата до 90—95%. Наш случай подтверждает мнение А. А. Бейса (5), указавшего, что в условиях, характерных для гранитоидов повышенной основности и щелочности, постмагматический метасоматоз выражается в смене альбитизации микроклинизацией, и Ф. Н. Шахова (13), обобщившего материалы по полевошпатовому околожильному перерождению.

Развитие альбита в зальбандах некоторых жильных тел (Рудная горка) можно объяснить недостаточной интенсивностью метасоматической калишпатизации, что исключает полный переход натрия в подвижное состояние; в шлифах фиксируются начальные стадии процесса калишпатового замещения, их участки затушеваны этим процессом.

Ниже кратко охарактеризованы околожильные полевошпатовые метасоматиты Чармитана.

Макропризнаки, морфология, распространенность. Макроскопически розовые, желтовато-розовые, светло-желтые среднезернистые массивные породы, в которых «растворяются» вкрапленники полевых шпатов граносиенитов. В удалении от жил имеются серовато-зеленый, темно-зеленый, желтовато-зеленый или розовато-зеленый цвет и сохраняют порфиривидную текстуру эдукта. Слагают линейные околожильные оторочки, ширина которых соизмерима с мощностью жил (коэффициент корреляции $r \pm 0,32$ при $n=57$) и колеблется от долей до 1,5 см. Усложнение морфологии, иногда сопровождаемое увеличением ширины зоны изменения, обусловлено повышенной трещиноватостью вмещающих граносиенитов, причленением к стержневой жиле кварцевых или сульфидных прожилков, наличием в контактах жил сульфидных столбов.

Распространены в зальбандах большинства жил, локализирующихся в граносиенитах, прослеживаются до глубины 250 м.

Зональность. Схема последовательности метасоматического минералообразования отражает зональное распределение продуктов метасоматоза. На первой стадии процесса наблюдается разложение биотита и амфибола граносиенитов с образованием хлорита, кальцита, лейкоксена, вторичного биотита; возникает хлорит-кальцитовые псевдоморфозы по темноцветным. В дальнейшем альбит, а затем и калишпат, ассоциирующиеся с кварцем, развиваются по плагиоклазам основной массы и вкрапленников, а также псевдоморфозам. В отдельных случаях между внешней (с хлоритом) и внутренней (существенно калишпатовой) зонами

Т а б л и ц а 1

Оптические свойства калиевых полевых шпатов пород Чармитана

| Номер шлица | Калишпат | Зона метасоматоза | $\angle \perp (001)Nm$ | 2v | $\frac{N_g}{N_m}$ $\frac{N_p}{N_r}$ |
|-------------|---|-------------------|------------------------|--------|--|
| 623а | Из прожилки в плагиоклазе | Внешняя | 3 | -60-70 | Не опр. |
| 624б | Из оторочки вокруг плагиоклаза | То же | 6 | -60-70 | То же 1,525 1,522 |
| 625а | „Пятнистый“ калишпат из мономинерального метасоматита | Внутренняя | 7 | -68 | 1,517 |
| 625а | То же, из псевдоморфозы по плагиоклазу | То же | 0 | -44 | Не опр. |

развивается промежуточная, в которой сосуществуют карбонат, серицит, калишпат. Границы зон нечеткие, ширина их варьирует.

Свойства главных минералов. Вторичный калишпат представлен двумя разновидностями. Первая, предположительно более ранняя, встречается в виде прожилков, выделений неправильной формы, таблитчатых зерен. Равномерно пелитизирована, при двух николях имеет характерный пятнистый облик за счет микропертитовых вростков. Четко пересекает серицитизированный и альбитизированный плагиоклаз граносиенитов, с постмагматическим мелкотаблитчатым альбитом взаимоотношения не ясны. Оптические свойства (табл. 1) соответствуют ортоклазу.

Вторая разновидность — решетчатый микроклин-пертит в зернах неправильной и таблитчатой формы. Почти полностью свободен от пелитовых частичек. Замещает таблички альбита; с ортоклазом возрастные отношения не ясны, вероятно, микроклин является более низкотемпературной генерацией калишпата, возникшей при развитии метасоматического процесса. Оптические свойства: $2V = -70$, $\angle \perp (001) Nm = 8$; $2V = -66$, $\angle \perp (001) Nm =$

=8; $2V = -74-78$ (3 замера), $\angle \perp (001)$ $Nm = 13$ (микроклинпертит).

Существование двух разновидностей калишпата подтверждается определением степени триклинности монопроб из внутренней зоны. В пробах, где под микроскопом отмечены ортоклаз и микроклин, присутствие микропертитового альбишовой молекулы (26—

32%). По степени триклинности пробы отвечают промежуточным разностям ($\Delta = 0,7-0,8$), что свидетельствует о наличии микроклина.

Альбит мелко- и средне-табличчатого габитуса, двойниковые полосы не выдержаны; отмечается шахматный альбит. Мелкие таблички минерала обычно развиваются (рис. 1) в интерстициях зерен первичных калишпата и плагиоклаза. Иногда ассоциирует с кварцем. По данным И. Х. Хамрабаева (12), минерал содержит от 2—3 до 5—8% анортитовой молекулы, что подтверждается значениями



Рис. 1. Развитие мелко-табличчатого альбита в интерстициях зерен серицитизированного плагиоклаза и калишпата (Ab — альбит, Pl — плагиоклаз, Ser — серицит, KFP — калишпат, Q — кварц).

$Ng = 1,535-1,536$; $Np = 1,527-1,530$. Определение констант табличчатого плагиоклаза из внутренней зоны метасоматоза дало следующие результаты: $BNg = 74$, $BNm = 16$, $BNp = 85,5$; $PNg = 17$; $PNm = 74$; $PNp = 85$; $2V = 82$, закон (001), что соответствует альбиту № 2—3.

Особенности химизма. Результаты частных химических анализов (табл. 2) проб из оторочек, где процесс калишпатизации проявлен слабо, показывает достаточно отчетливый привнос натрия. Калий выносится, что подтверждается поведением рубидия. Привнос натрия важно подчеркнуть, так как он служит доказательством наложенной альбитизации, а не деанортитизации.

Поведение компонентов при калиевом метасоматозе (рис. 2, табл. 3) хорошо согласуется с результатами микроскопии. Выражен привнос калия, коррелирующийся с удалением натрия, щелочных земель и железа, что отражает разложение темноцветных и замещение плагиоклаза калишпатом. Тенденцию к выносу обнаруживает и алюминий. Кроме калия, в систему привносился CO_2 , а увеличение кремнезема связано с наложенным окварцеванием. Метасоматический процесс идет с небольшим увеличением общей пористости.

Баланс вещества в процессе околорудной калишпатизации граносиенитов

| Компонент | Результаты анализа, вес % | | | | | |
|--------------------------------|---------------------------|------------|------------|------------|------------|------------|
| | Пр. 1801-А | Пр. 1801-Б | Пр. 1801-В | Пр. 1801-Г | Пр. 1801-Д | Пр. 1801-Е |
| SiO ₂ | 59,50 | 69,05 | 68,20 | 71,95 | 64,25 | 64,50 |
| TiO ₂ | 0,00 | 0,00 | Сл. | Сл. | Сл. | Сл. |
| Al ₂ O ₃ | 19,70 | 13,10 | 12,40 | 14,20 | 14,60 | 15,60 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,71 | 0,30 | 0,28 | 0,86 | 1,05 | 0,45 |
| FeO | 2,59 | 2,30 | 0,72 | 0,54 | 2,84 | 4,35 |
| MnO | Сл. | Сл. | Сл. | 0,00 | 0,00 | 0,08 |
| MgO | 0,30 | 0,00 | 2,03 | 0,51 | 1,38 | 1,61 |
| CaO | 5,20 | 5,20 | 5,60 | 0,00 | 4,20 | 4,80 |
| Na ₂ O | 5,06 | 3,91 | 3,72 | 3,43 | 3,68 | 3,77 |
| K ₂ O | 4,21 | 5,18 | 6,09 | 7,47 | 5,42 | 4,21 |
| CO ₂ | — | 0,40 | 0,50 | 0,40 | 0,80 | — |
| S _{общ} | 1,21 | 0,23 | 0,38 | 0,61 | 2,93 | 0,07 |
| H ₂ O ⁺ | 0,54 | | | | 0,55 | 0,45 |
| Σ | 100,02 | 99,72 | 99,92 | 99,97 | 99,70 | 99,89 |
| <i>dv</i> | 2,63 | 2,57 | 2,52 | 2,67 | 2,66 | 2,79 |

| Компонент | Привнос (+) — вынос (-), Δ Ni ^V в 10 000 Å ³ | | | | |
|--------------------------------|--|----------|----------|----------|----------|
| | Катионы | 1801-Б-А | 1801-В-А | 1801-Г-Е | 1801-Д-Е |
| SiO ₂ | Si | +21,85 | +15,85 | +12,03 | -8,76 |
| TiO ₂ | Ti | — | — | — | — |
| Al ₂ O ₃ | Al | -21,35 | -24,25 | -6,63 | -5,39 |
| Fe ₂ O ₃ | Fe ⁺³ | -2,81 | -2,86 | +0,78 | +1,16 |
| FeO | Fe ⁺² | -0,76 | -4,19 | -8,88 | -3,76 |
| MnO | Mn | — | — | -0,19 | -0,19 |
| MgO | Mg | -1,18 | +6,46 | -4,69 | -1,23 |
| CaO | Ca | -0,28 | +0,47 | -14,38 | -2,35 |
| Na ₂ O | Na | -6,25 | -7,65 | -2,70 | -1,42 |
| K ₂ O | K | +2,93 | +5,50 | +10,45 | +3,48 |
| CO ₂ | C | +1,41 | +1,72 | +1,46 | +2,91 |
| S _{общ} | S | -4,63 | -4,18 | +2,69 | -4,28 |
| H ₂ O ⁺ | H(OH) | -9,50 | -9,50 | -8,40 | -0,82 |
| Σ | | | | | |
| <i>dv</i> | | | | | |

Примечание. Анализы выполнены аналитиком Е. Ф. Касьяновой (ИГ и ГАН УзССР)

Генетические особенности. Наблюдается повышенная щелочно-металльность растворов, формировавших околожилные метасоматиты, причем активность натрия снижается, а калия увеличивается. Отсутствие явлений внутриметасоматического дробления подтверждает постепенность и закономерность процесса. Тесная ассоциация альбита и калишпата, вынос осчований по минеральному составу и химизму сближает характеризующие образования с формацией кварц-полевошпатовых метасоматитов стадии выщелачивания.

Таблица 23

Содержание щелочей в измененных изверженных породах, %

| Номер пробы | Характеристика | Содержание компонентов | | | Место взятия |
|-------------|-----------------------------|------------------------|------|-------|------------------------------|
| | | Na | K | Rb | |
| 646 | Граносиенит в 1 м от жилы | 2,60 | 5,07 | 0,021 | Рудная горка |
| 645 | Метасоматит на контакте | 5,3 | 3,22 | 0,009 | То же |
| 705 | Граносиенит в 1,5 м от жилы | 2,52 | 4,48 | 0,020 | Центральный участок То же |
| 704 | Метасоматит на контакте | 5,03 | 4,06 | 0,017 | |

Примечание. Аналитик Л. Л. Галкина (САИГИМС)

Возрастное отношение метасоматитов к кварцу и сульфидной минерализации устанавливается на основании следующих наблюдений:

1) в отдельных интервалах кварцевые жилы полностью лишены околожилных изменений;

2) кварц в жилах отличается цветом и текстурно-структурными особенностями; некоторые из разновидностей метаморфизованы сильнее, чем метасоматиты;

3) кварцевые жилы содержат ксенолиты катаклазированных метасоматитов;

4) метасоматиты в околожилных пространствах четко пересекаются субпараллельными и оперяющими прожилками, что подтверждается микроскопически;

5) измененные породы развиваются и вдоль сульфидных прожилков при почти полном отсутствии кварца;

6) мощность околожилных оторочек возрастает при увеличении сульфидности руд;

7) в шлифах фиксируются новообразования калишпатов вокруг метакристаллов пирита и арсенопирита;

8) от внутренних зон метасоматоза к внешним и далее к неизменным граносиенитам концентрация рудных компонентов закономерно убывает.

Вероятно, часть кварца в жильных телах возникла до начала полевошпатового перерождения. Метасоматоз предшествовал формированию основной массы кварца, но, скорее всего развивался и одновременно с золотоносными жильными телами вплоть до отложения сульфидов, что свидетельствует о генетических связях между полевошпатовыми метасоматитами, жильным кварцем и золоторудной минерализацией. В подтверждение указем на локализацию метасоматитов и жил в единых тектонических структурах, положительные взаимосвязи между их мощностями и последовательный возраст. В геохимическом аспекте это подтверждается исследованиями А. С. Уклонского (11), С. Т. Бадалова (2, 3), К. П. Атабекьянца (1) и других.

Согласно представлениям А. С. Уклонского, щелочи в рудных растворах играют одну из главных ролей, способствуя переносу кремнезема и металлов; в совместном перемещении щелочей, кремнезема и золота заключается генетическая связь между этими компонентами. По данным С. Т. Бадалова, связь золота с процессами щелочного (полевошпатового) метасоматоза также является генетической. Вынос кремнезема (и рассеянного в породах золота) из нижней части рудогенерирующей физико-химической системы происходит с удалением из пород натрия и калия. При кристаллизации в верхней части системы раствора, насыщенного кремнеземом и щелочами, последние высвобождаются и метаморфизуют породы с образованием зон альбитизации и ортоклазизации (3). Следует подчерк-

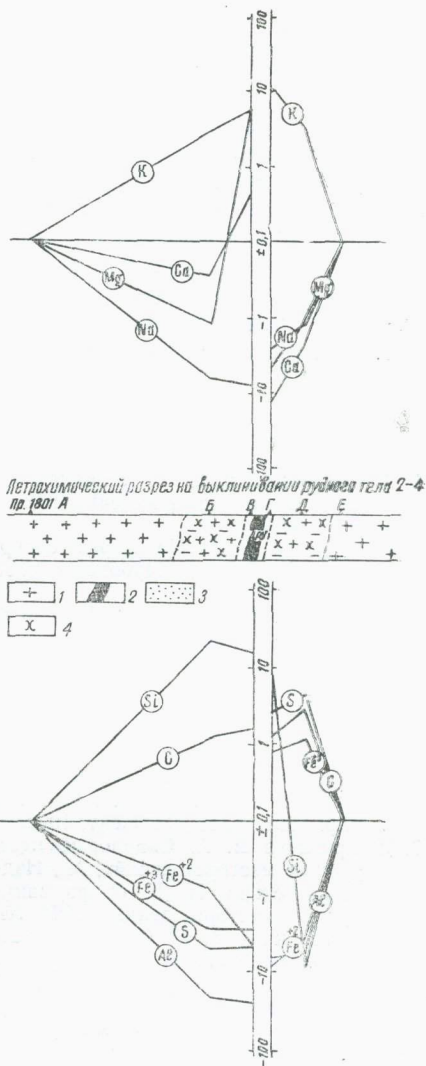


Рис. 2. Баланс вещества в процессе околожильной калишпатизации.

1—порфировидный граносенинг; 2—массивный арсенопирит; 3—калишпатовая оторочка внутренней зоны; 4—хлоритизированный и карбонатизированный граносенинг внешней зоны.

нуть, что связь золота и щелочей, в частности калия, имеет более общий характер, проявляясь и на месторождениях золота вкрапленного типа березит-лиственитовой формации (Кокпатас). К. П. Атабекьянц (1) в оруденельных зонах изменения отметил тесную положительную взаимосвязь между содержаниями калия и золота.

Таким образом, на Чармитанском золоторудном месторождении вдоль стержневых кварцевых жил проявлены специфические полевошпатовые метасоматиты, по минеральным парагенезисам и химизму существенно отличающиеся от других формаций — листвени-тов-березитов, аргиллизитов, хлоритолитов и др. Поскольку аналогичные образования в той или иной степени имеют место и на других месторождениях — Нуратау—Сармиче, Балайбахо, Кансае,— можно говорить о развитии в этом регионе самостоятельной полевошпатовой формации золоторудных месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Атабекьянц К. П. Зональность первичных ореолов и ее связь с особенностями месторождений Южное I (Узбекистан). «Советская геология», 1972, № 9.
2. Бадалов С. Т. Некоторые соображения о генезисе кварцево-золоторудных жил. В кн. «Проблемы постмагматического рудообразования», т. II, Прага, 1965.
3. Бадалов С. Т. [и др.]. Геохимические особенности рудообразующих элементов Чаткало-Кураминских гор. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1971.
4. Бадалова Р. П. К минералого-геохимической характеристике золота гидротермальных рудопроявлений Западного Узбекистана. Записки Узб. отд. ВМО, вып. 14, 1962.
5. Беус А. А. Альбититовые месторождения. В кн. «Генезис эндогенных рудных месторождений», М., Изд-во «Недра», 1968.
6. Гарьковец В. Г. Структурно-металлогеническое районирование и перспективы некоторых видов эндогенного оруденения Узбекистана. Автореф. канд. дисс., Ташкент, 1972.
7. Жариков В. А. Скарновые месторождения. В кн. «Генезис эндогенных рудных месторождений», М., Изд-во «Недра», 1968.
8. Петровская Н. В. О формациях золотых руд Узбекистана. «Геология рудных месторождений», 1968, № 3.
9. Рехарский В. И. О полевошпат-кварцевых метасоматитах молибденовых месторождений. В кн. «Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании». М., Изд-во «Недра», 1966.
10. Тимофеевский Д. А. О формационной классификации, минеральных типах и золотоносных минеральных ассоциациях золоторудных месторождений СССР. Труды ЦНИГРИ, вып. 96, ч. I, М., 1971.
11. Уклонский А. С. К геохимии золота. Записки Узб. отд. ВМО, вып. 23, 1970.
12. Хамрабаев И. Х. Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1958.
13. Шахов Ф. Н. Геология жильных месторождений. М., Изд-во «Недра», 1964.

Л. А. Николаева, Р. П. Бадалова

ИЗУЧЕНИЕ ТИПОМОРФИЗМА ЗОЛОТА ПРИ ПРОГНОЗНЫХ И ПОИСКОВО-ОЦЕНОЧНЫХ РАБОТАХ

Исследуя физические и химические свойства самородного золота в связи с геологическими условиями, можно разрабатывать дополнительные к минералогическим и геологическим критерии условий формирования руд. Поэтому возникла необходимость изучения особенностей золота в месторождениях различного типа главных золотоносных провинций СССР для использования этих данных при прогнозировании и оценке месторождений.

Впервые на возможность использования признаков золота для выяснения условий образования руд и россыпей указано в работе Н. В. Петровской и А. И. Фасталовича (9).

Вопросы геохимии золота — золото-серебряного отношения, условий переноса и осаждения золота и т. п. рассматриваются в ограниченном числе работ, представляющих, однако, большой интерес для выяснения его рудогенеза (2, 6, 12—15 и др.).

При детальном исследовании типоморфных особенностей золота Н. В. Петровская (9—11) выявила некоторые тенденции изменения особенностей золота в месторождениях различной глубинности, изучен ряд признаков деформаций и перекристаллизации золота, доказано типоморфное значение выявленных с помощью электронной микроскопии микроструктур поверхности выделений золота (10, 11).

На примере отдельных золотоносных областей изучалось типоморфное значение внутреннего строения (4, 10), субмикроскопических структур выделений (4), микротвердости (3) и примесей в золоте (14, 5).

Золото нами систематически изучалось в месторождениях различных золоторудных формаций и россыпях в комплексе с геолого-геоморфологическими и минералогическими исследованиями. Выделены генетические типы и разновидности золота, установлена их связь с определенными золоторудными формациями и их минеральными типами и закономерности размещения в крупных структурных единицах; прослежен характер изменения золота в россыпях в зависимости от времени относительного поступления золота в россыпь и дальности переноса от коренных источников (1, 7, 8). Наши исследования уточнили существующие представления о типоморфном значении особенностей структуры и состава золота и позволили поставить вопрос об их использовании в качестве критериев не только глубины формирования, но стадийности и этапности рудоотложения и метаморфизма золота в рудах.

Методы локального микроспектрального анализа серебра в золотинах, определение пробы золотин методом атомной абсорбции

и рефлектометрическим способом, количественный микроспектральный анализ элементов-примесей в золоте и интерпретации метаморфических преобразований золота на основании изменений внутреннего строения его выделений позволили проводить изучение золота на ограниченном материале, имея дело с весьма мелкими его выделениями (до 0,02 мм), без применения при массовых работах таких малодоступных в производственных условиях методов, как электронное зондирование.

На первом этапе металлогенических и поисково-оценочных работ выделяются разновидности золота, различающиеся размерами, морфологией, структурой, пробой и элементами-примесями.

Если образцы золота получены непосредственно из руд, то на основании изучения их состава, стадийности минералообразования, продуктивных на золото ассоциаций, условий локализации и времени отложения золота, представляется возможным отнести выделенные разновидности к определенным генерациям, выявить связь их с оруденением определенных формаций, различными минеральными типами и ассоциациями. В таких случаях, прослеживая распространение выделенных разновидностей золота на изученной территории, можно установить закономерности размещения в ее пределах разнотипных оруденений.

Если изучаемые образцы получены из рыхлых отложений, отдельные разновидности золота относятся к оруденению определенного генезиса с некоторой долей условности, по аналогии с другими рудными районами при учете сохранившихся признаков его выделения в определенной минеральной среде (сростки, отпечатки) и характерных физико-химических условий (структура, состав).

Несмотря на изменение особенностей золота во время пребывания его в зоне гипергенеза и особенно при длительном переносе с аллювием водотоков или пребывании в древних корках выветривания, практически почти всегда сохраняются реликты первичных зерен с характерным составом и строением, что позволяет проследить рассмотрение разновидностей золота на обширных площадях, определить площади их сноса и приуроченность к определенным структурам и местам развития определенной минерализации.

Такого рода исследования в Ленской, Баргузинской, Среднеазиатской и других золотоносных провинциях позволили выявить ряд закономерностей размещения разнотипного золота и дать рекомендации для прогнозирования золотого оруденения (1, 7, 8).

Более детальное изучение изменений золота на протяжении ложков и долин и в отложениях разных террасовых уровней позволяет с учетом геолого-геоморфологических условий точнее наметить возможное местоположение коренных источников различного типа.

На следующем этапе работ для воссоздания условий формирования оруденения, с которыми связана каждая из выделенных разновидностей, проводится более детальное изучение золота.

Детали морфологии золотин, скульптура их поверхности и отпечатки на ней позволяют судить об условиях отложения — в полнении полостей, метасоматическом замещении других минералов, свободном росте, частичной или полной перекристаллизации. Если золото получено из элювия или перемещенного рыхлого материала, то такие наблюдения (наряду с изучением сростков золота с другими минералами) дают возможность судить о текстурах, а нередко — и о минеральном составе руд.

Структура золотых агрегатов, строение отдельных зерен, следы метаморфических преобразований, как правило, являются четкими признаками условий отложения золота — глубины формирования или соответствующих ей скоростей изменения давления, температуры, концентрации растворов, и различную интенсивность пластических деформаций и перекристаллизации золота.

Следует учитывать, что в более древних и глубинных месторождениях изменения структуры выражены слабее в результате собирательной рекристаллизации.

Преобразования структуры золота в гипогенных и гипергенных условиях (как в зоне окисления, так и в россыпях) различаются достаточно легко. Текстуры золотых выделений, сложенных золотом двух или более генераций, особенно благоприятны в качестве показателя обогащенных участков. Как правило, наложение золота нескольких разновидностей бывает приурочено к структурно и литологически благоприятным участкам, где концентрируется оруденение одной или целого ряда золоторудных и золото-содержащих формаций (Кальмакыр) или даже двух металлогенических этапов (Кочбулак, Кызылалмасай).

Структура золотин в сочетании с особенностями их состава и локализации могут указывать и на интрарудную перекристаллизацию и переотложение золота (Центральная часть Мурунтауского рудного поля; рудопроявление Сухой Лог в Ленской области).

Проба золота, определяемая соотношением в нем основных компонентов, — Au и Ag, — и тонкие элементы-примеси также зависят от условий рудоотложения. При резких колебаниях пробы золотин даже в месторождениях одинаковой глубинности, дисперсия ее в близповерхностных месторождениях значительно возрастает.

Проба золота повышается при термическом метаморфизме (6), а также при динамометаморфизме (кл. Верный и др., Ленская область).

Одновременно с понижением пробы в месторождениях малых глубин повышается содержание сурьмы, геохимически более тесно связанной с золотом (5). Обычно в пределах одной структурно-металлогенической зоны в месторождениях малых глубин и близповерхностных содержания сурьмы в золоте оказываются значимо выше, чем в глубинных месторождениях (Западный и Восточный Узбекистан и др.). При наложении близповерхностной золотой минерализации двух этапов содержание сурьмы в изученных вы-

борочных совокупностях отклоняется от нормального и логнормального, и кривая распределения становится двумодальной (Кочбулак и др.).

Все перечисленные признаки, указывающие на совместное присутствие золота нескольких генераций, могут являться дополнительными критериями для выделения наиболее перспективных участков рудных полей и рудных тел. Там, где по литологии и геохимическим данным золотоносные площади могли быть благоприятными для концентрации сингенетичного хемогенного или тонкодисперсного кластогенного золота, развитие в их пределах промышленных концентраций наиболее вероятно при сложном, многоэтапном и многостадийном формировании минерализации, ведущем к неоднократному переотложению и концентрации золота и частичному экстрагированию его из пород. Такие условия приводят к образованию нескольких разновидностей золота, особенности которого могут служить признаками повышенной золотоносности (Мурунтау).

Последний этап изучения золота заключается в более тонких исследованиях его онтогении, структур выделений (методами электронной микроскопии и электронного зондирования), экспериментальных работ по растворению, осаждению, метаморфизму золота и т. п.

В данной статье мы не касались вопросов специального изучения золота, химически переотложенного в зоне гипергенеза, и золота из россыпей, хотя такие работы также необходимы для исследования процессов образования гипергенных концентраций золота.

Проведение всего комплекса перечисленных исследований позволяет для каждого региона, рудного поля, месторождения и отдельных рудных тел получить ряд частных критериев для прогнозирования и оценки поисково-разведочных данных. Сопоставление данных по ряду золотоносных провинций дает возможность разработки все более точных общих критериев, которые следует применять с учетом всех имеющихся сведений о геологических особенностях и истории формирования изучаемых территорий.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бадалова Р. П. К вопросу минералогии гипергенного золота в зоне окисления золоторудных месторождений Западного Узбекистана, Труды ТашГУ, вып. 234, 1964.
2. Бадалова Р. П., Палей Л. З. Золоторудные формации Узбекистана. В сб. «Некоторые закономерности размещения эндогенного оруденения в Узбекистане». Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1966.
3. Бадалова Р. П., Николаева Э. П., Толкачева Л. Ф. Изучение микротвердости минералов золото-серебро из золоторудных месторождений Узбекистана. В сб. «Физические свойства редкометаллических минералов и методы их исследования». М., Изд-во «Наука», 1968.
4. Бадалова Р. П., Николаева Э. П. Субмикроскопические структуры самородного золота и их особенности в золоторудных месторождениях Узбекистана, Записки Узб. отд. ВМО вып. 21, 1970.

5. Ланцев И. П. [и др.]. К вопросу о распределении элементов-примесей в самородном золоте из различных месторождений, Труды ЦНИГРИ, вып. 96, ч. I, 1971.
6. Моисеенко В. Г. Метаморфизм золота месторождений Приамурья, Хабаровск. книжн. изд-во, 1965.
7. Николаева Л. А. Морфологические особенности самородного золота из ряда россыпей центральной части Баргузинской тайги, Труды ЦНИГРИ, вып. 63, 1965.
8. Николаева Л. А. Особенности самородного золота, Труды ЦНИГРИ, вып. 76, 1967.
9. Петровская Н. В., Фасталович А. И. Изменения внутренней структуры самородного золота в условиях россыпей. В кн. «Вопросы геологии Азии», т. II, М., Изд-во АН СССР, 1955.
10. Петровская Н. В. О типоморфизме самородного золота. В кн. «Проблемы геологии минеральных месторождений, петрологии и минералогии», т. 2, М., Изд-во «Наука», 1969.
11. Петровская Н. В. [и др.]. Особенности самородного золота как показатель генезиса близповерхностных третичных месторождений Нижнего Приамурья, «Геология рудн. месторожд.», 1971, № 1.
12. Сахарова М. С., Лобачева И. К. Электрохимическое исследование процессов отложения золота на сульфидах. «Геология рудн. месторожд.», т. 9, 1967, № 4.
13. Тюрин Н. Г. Получение искусственного пирита с тонкодисперсным золотом. В кн. «Исследование природного и технического минералообразования», М., Изд-во «Наука», 1966.
14. Щербаков Ю. Г. Распределение и условия концентрации золота в рудных провинциях, М., Изд-во «Наука», 1967.
15. Щербина В. В. О геохимическом значении количественного отношения Ag/Au. «Геохимия», 1956, № 3.

УДК 553.49:550.42(575.22)

В. И. Кусевич, Н. А. Никифоров

ГИПЕРГЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ НА РУТНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ КИРГИЗИИ

Д. И. Щербаков (6) указывал на возможность создания высоких концентраций рудного материала в результате перераспределения его в земной коре. Подобное перераспределение может, в частности, явиться результатом гипергенных процессов.

В публикациях А. А. Саукова (2), В. П. Федорчука (4), Ю. В. Финкельштейна (5), П. В. Бабкина (1) и др. содержатся сведения о гипергенных изменениях минералов ртути или первичных ореолов рассеяния ртути на некоторых месторождениях Узбекистана, северо-востока СССР и Южной Ферганы.

Многие рутные месторождения Киргизии представляют собой мелкие объекты, залегающие в известняково-доломитовых комплексах палеозоя. Основной рудный минерал — киноварь, реже встречаются ртутьсодержащая блеклая руда (швацит), сфалерит, галенит, антимонит, реальгар, аурипигмент, пирит. Под микроскопом в рудах устанавливаются пирротин и халькопирит. Продуктами гипергенных изменений киновари явились: порошокватая

киноварь, хлориды ртути — каломель, эггестонит, монтроидит¹, вторичный метациннабарит, ртуть самородная.

Порошковатая киноварь широко распространена на месторождениях, образуя ореол вторичного рассеяния вокруг рудных тел гипогенной кристаллической киновари. Она встречается в глинке трения по разломам, присутствует в цементе карбонатной брекчии в виде пылевидных налетов, реже — незначительных землистых скоплений. Как правило она образует практически неразделимую механическую смесь с глинистыми минералами и гидроокислами железа. Полный спектральный анализ порошковатой киновари с месторождения Шамиши (Южная Киргизия) показал присутствие в ней следующих элементов (%): Si, Al, Mg. Ca > 1; Ti—0,1, Fe—0,3, Cr, Ba, Mn—0,01, Na—0,06, Ni—0,006, Ga—0,003; V, Cu, Pb, Ag, Sn, Be, Co—0,001.

Порошковатая киноварь возникает за счет механического и в меньшей мере химического разрушения гипогенной.

Каломель и эггестонит — хлориды ртути — устанавливаются в рудах ряда месторождений. Они образуют тончайшие налеты ярко-желтого цвета в пустотах, ранее занятых киноварью, или игловидные и нитевидные выделения. Иногда каломель разливается вокруг зерен киновари, образуя тонкие (сотые доли миллиметра), радужно окрашенные каемки. По каломели часто наблюдается тонкая сыпь мельчайших каплевидных выделений самородной ртути.

Монтроидит отмечается реже, обычно в ассоциации с каломелью и эггестонитом. В шлифах можно наблюдать, как монтроидит выполняет центральную часть нитевидных прожилков эггестонита.

Каплеобразные выделения самородной ртути наблюдаются в прожилках эггестонита и каломели, в пустотах дробленых пород вместе с порошковатой киноварью.

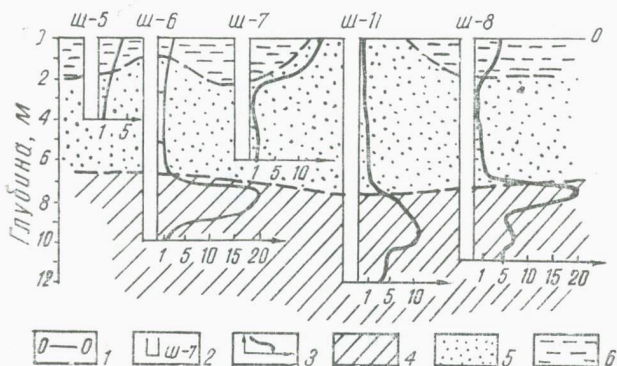
Метациннабарит гипергенный фиксируется в виде сажистых пленочных налетов и корочек по поверхности зерен киновари или в ассоциации с порошковатой киноварью.

Сопутствующие киновари гипогенные минералы в приповерхностных частях месторождений также дают ряд новообразований, характерных для зоны окисления. Так, ртутьсодержащая блеклая руда (Hg до 12%) окисляясь, замещается порошковатой киноварью и вторичными минералами меди — малахитом и азуритом. Антимонит переходит в валентинит, сенармонтит, сервантит, стибиконит. Реальгар и аурипигмент явились источниками для аморфных скоплений скородита. За счет халькопирита возникли малахит и азурит; пирита — гетит, гидрогетит, мелантерит, фиброферрит и ярозит.

¹ Впервые определены на описываемых месторождениях Т. С. Тимофеевой (САИГИМС, 1971).

Решающее значение в зоне гипергенного изменения принадлежит порошковатой киновари. Малые количества каломели, эггестонита и самородной ртути объясняются высокой химической устойчивостью гипогенной киновари и слабой устойчивостью новообразованных минералов.

Вертикальный размах зоны развития вторичных минералов ртути невелик и определяется видом минерала и геолого-структурными особенностями месторождения. Хлориды ртути и ассоциирующийся с ними метациннабарит и монтроидит отмечаются лишь в самых верхних, обнажающихся на поверхности, частях рудных тел. Самородная ртуть фиксируется также в приповерхностной зоне, в ассоциации с каломелью и эггестонитом; однако общий



Зональность первичного ореола рассеяния ртути на месторождении Сарыбель.

1—приведенная линия дневной поверхности; 2—шурфы и их номера; 3—графики содержания ртути в $\mu\cdot 10^{-2}\%$; 4—зона первичных руд; 5—зона окисления и выщелачивания; 6—зона вторичного приповерхностного обогащения.

размах ее распространения значительно шире, чем последних — от 10—15 до 70 м от поверхности.

Наибольший вертикальный размах распространения имеет порошковатая киноварь (до десятков метров). В участках с крупными разрывными нарушениями или сериями дайковых тел, глубина зоны с порошковатой киноварью составляет более 80—120 м.

Глубину распространения порошковатой киновари можно, по-видимому, принимать за нижний уровень развития гипергенных изменений ртутного оруденения.

В вертикальном разрезе первичного ореола намечаются в общем случае три зоны (рисунок). Первая (глубина 10—20 м) характеризуется неизменными и слабоизмененными рудами, представленными рассеянной вкрапленностью кристаллической киновари; в верхней части ее намечается увеличение концентрации ртути за счет локальных скоплений порошковатой киновари. Вторая зона отличается резким обеднением (в среднем в 10 раз)

ореола ртутью; минеральные выделения здесь представлены редкими пылевидными налетами и примазками порошокватой киновари. Наконец, в приповерхностных участках: до глубины 2—5 м в ряде случаев концентрация ртути в ореоле увеличивается в 2—12 раз (в среднем в 5 раз) по сравнению со средней, обедненной зоной за счет накопления главным образом порошокватой киновари. Данная зональность во многом подобна зональности сульфидных месторождений и обусловлена перераспределением рудного вещества в процессе гипергенеза: от первичных руд к слабоизмененным с фрагментами вторичного обогащения в своей верхней части. Выше размещается зона окисления и выщелачивания, которая на отдельных участках у поверхности сменяется зоной приповерхностного обогащения.

Приповерхностное обогащение может являться результатом образования вторичного механического ореола рассеяния — накопления мелких частиц киновари в пониженных участках рельефа, а также, видимо, возникает за счет химического изменения гипогенной минерализации, переноса соединений ртути грунтовыми и трещинными водами, поднимающимися по капиллярным и субкапиллярным полостям, и накопления ртути в различных сорбентах вблизи дневной поверхности. В. Т. Сургай (3), учитывая обычный парагенезис порошокватой киновари с лимонитом, допускает, что в переносе и переотложении ртути участвовали растворы сульфата окисного железа.

Формирование зоны приповерхностного обогащения, очевидно, зависит от ряда геологических, геоморфологических, физико-географических и других факторов. Этим объясняется ее локальный характер. Причем в ряде случаев концентрация ртути в таких зонах может достигать промышленных значений (минерализация в базальных кремнистых конглобрекциях и гравелитах юрского возраста на месторождении Сарыбель, в карстовых полостях на месторождениях Атбашинской группы).

Таким образом, установлено, что в приповерхностных условиях на ртутных месторождениях различаются процессы гипергенного изменения первичных руд, проявившиеся в образовании вторичных минералов ртути и в ее перераспределении в первичных ореолах рассеяния.

В положении вторичных минералов ртути намечается определенная зональность: порошокватая киноварь обычно образует широкий площадной ореол рассеяния, глубина ее распространения может служить мерой глубины развития гипергенных изменений на месторождении. Продукты изменения киновари — каломель, эггстонит, монтроидит, самородная ртуть и вторичный метациннабарит — встречаются очень редко в самых верхних и приповерхностных частях рудных тел.

В результате переотложения рудного материала в зоне гипергенеза могут возникать локальные высокие концентрации — рудные тела, представляющие самостоятельный практический интерес.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бабкин П. В. Ртутное оруденение Северо-Востока СССР. М., Изд-во «Наука», 1969.
 2. Сауков А. А., Айдиньян Н. Х., Виноградов В. И. К вопросу о миграции ртути в зоне гипергенеза. Труды ИГЕМ, вып. 70, 1962.
 3. Сургай В. Т. К геохимии сурьмяно-ртутного рудообразования. «Изв. АН КиргССР», сер. естеств. и техн. наук, вып. 1(2), 1960.
 4. Федорчук В. П. Околорудные изменения сурьмяно-ртутных месторождений. М., Изд-во «Недра», 1968.
 5. Финкельштейн Ю. В. О находке эглестонита в Средней Азии. ДАН УзССР, 1961, № 2.
 6. Щербачев Д. И. О металлогении Средней Азии в свете новых теоретических воззрений. В кн. «Проблемы геологии Средней Азии и Казахстана». М., Изд-во «Наука», 1967.
-

Е. З. Мещанинов, Г. С. Мещанинова

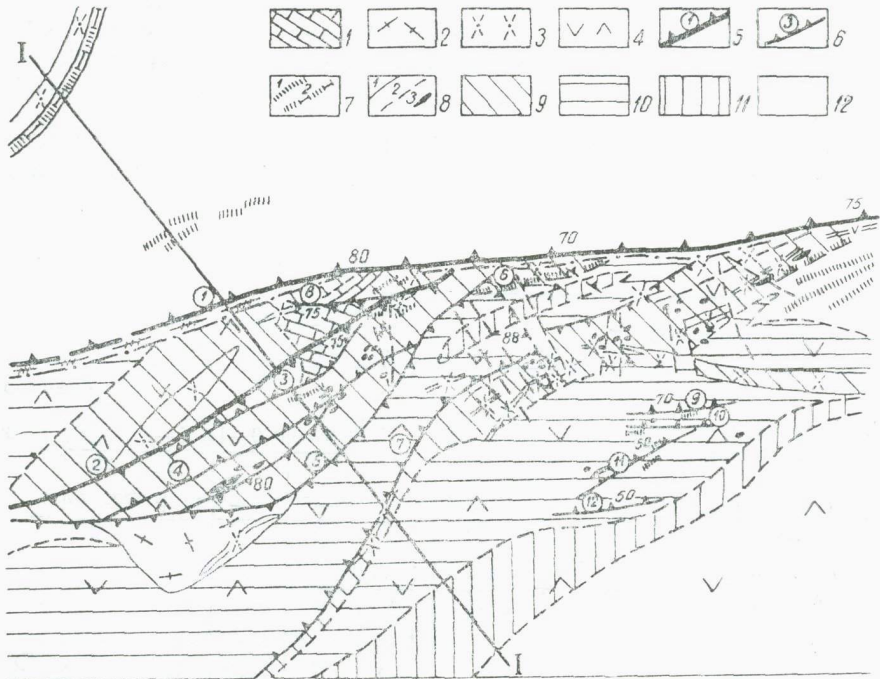
**ОСОБЕННОСТИ ОКОЛУРУДНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ ЗОЛОТОРУДНОГО
МЕСТОРОЖДЕНИЯ АКТУРПАК (АЛМАЛЫКСКИЙ РАЙОН, УЗССР)**

Месторождение Актурпак, относящееся к кварц-сульфидно-золоторудной формации, расположено в сиенито-диоритах S_2 , с останками известняков и андезито-дацитов, прорванных дайкообразными телами гранодиорит-порфиров S_3 . Оно приурочено к узлу сопряжения региональных разломов субширотного и северо-восточного простирания. Рудные тела представлены простыми и сложными жилами. Геологическое строение и минералогия месторождения описаны в ряде работ (1, 2, 5, 8). Ниже приводится характеристика метасоматитов, изученных авторами в 1965—1970 гг. (рисунок; табл. 1, 2).

Измененные породы месторождения относятся к пропилитовой и березитовой формациям в понимании Д. С. Коржинского (7) и В. А. Жарикова (4). Пропилитизации подверглись все магматические породы, слагающие рудное поле. На Актурпаке пропилиты развиты по его периферии. Березиты распространены в центральной части месторождения. Они контролируются главным образом сближенными разломами, имеют линейную ориентировку и довольно четкое зональное строение.

Промышленные рудные тела приурочены к внутренней кварц-серицитовой зоне березитов. В пределах этой зоны отмечаются также участки существенно кварцевых метасоматитов (кварца 90—95%, серицита и пирита 5—10%), залегающие в виде линз мощностью 0,3—4,5 м и протяженностью до 50—60 м.

Второстепенные минералы метасоматитов представлены реликтовыми акцессорными минералами — апатитом, цирконом, магнетитом, сфеном, вторичными минералами титана и турмалином, наблюдавшимся только в березитах.



Разрез I-I

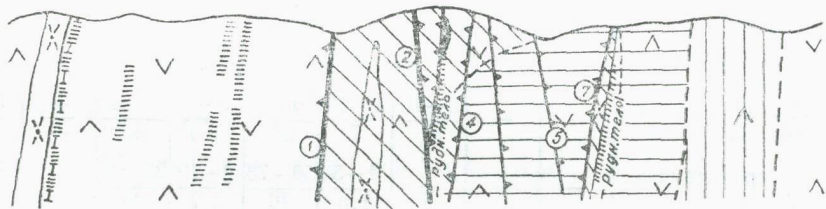


Схема размещения околорудноизмененных пород на месторождении Ак-турпак.

1—известняки (D_2); 2—андезито-дацитовые порфиры и их туфы (D_1^3); 3—гранодиорит-порфиры (C_2); 4—снейито-диориты (C_2); 5—крупные (региональные) нарушения; 6—местные разломы, 7—кварцевые (1) и кварц-карбонатные (2) жилы; 8—границы пород (1), зон метасоматитов (2), древние выработки (3). Зоны (фации) метасоматитов: 9—кварц-серпичитовая; 10—кварц-серпичит-хлоритовая, 11—кварц-серпичит-хлоритовая (с реликтовым калишпатом); 12—альбит-эпидот-карбонат-хлоритовая.

Широкое развитие зоны кварц-серицитовых метасоматитов, мощность которой достигает 200—400 м,— важная особенность месторождения Актурпак; оно не известно ни на одном из описанных в литературе золоторудных месторождениях этого типа (3, 9 и др.).

По данным, приведенным в табл. 1 и 2, и на основании расчета баланса вещества по атомно-объемному методу (8), можно сде-

Характеристика метасоматитов

| Фация (зона), мощность | Главные минералы, % | | | | | | | | | |
|-------------------------------------|---------------------|------------|------------|------------|-------------|---------------|--------------|-------------|-------------|--|
| | Аб | Эп | Хл | Кр | Сер | Пи | Кв I, II | Кш I | прочие | |
| По сиенито- | | | | | | | | | | |
| Внешняя (десятки метров—километров) | 15—50 40 | 2—20 10 | 5—25 20 | 1—5 2 | 0,0—3 — | 0,0—1 — | 0,5—8 1 | 20—40 25 | 1—3 2 | |
| 1. Внешняя (10—400 м) | — | — | 5—30 30 | 1—3 1 | 15—50 42 | 0,5—2 0,95 | 1—10 3 | 20—40 22 | 1—3 1,05 | |
| 2. Промежуточная (5—450 м) | — | — | 5—30 11 | 1—5 3 | 25—70 53 | 2—8 6,1 | 1—30 24,5 | — | 1—4 2,4 | |
| 3. Внутренняя (0,1—200 м) | — | — | — | 1—4 2,5 | 70—80 67 | 2—12 10,5 | 5—30 17 | — | 1—4 3 | |
| По гранодиорит- | | | | | | | | | | |
| Внешняя (десятки метров) | 25—45 37 | 1—8 5 | 2—10 8 | 1—5 2 | 0,0—2 1 | 0,0—1 — | 15—30 25 | 20—40 20 | 1—3 2 | |
| На месторождении | | | | | | | | | | |
| 1. Внешняя | — | — | 5—15 13 | 1—10 7 | 50—70 31 | 2—6 4,8 | 15—30 42 | — | 1—4 2,2 | |
| 2. Промежуточная (1—20 м) | — | — | — | 1—5 1,5 | 50—75 46 | 2—10 5,7 | 25—40 45 | — | 1—4 2,8 | |

Примечание. Минералы: Аб — альбит, Эп — эпидот; Хл — хлориты; вторичный); Кш I — калишпат (магматический). Для каждого минерала в численителе — по данным пересчета силикатного анализа. Анализы выполнены в

дать следующие основные выводы о химизме процесса березитизации:

1) во внутренние зоны березитов привносятся калий, фиксирующийся в сериците, железо и сера, идущие на образование пирита, выносятся магний и кремнезем;

2) в зоны березитов существенно привносятся все рудные элементы, содержания которых в 10—100 раз превышают их фоновые значения.

Таким образом, на месторождении Актурпак широко развиты гидротермально измененные породы типа березитов, характеризующиеся повышенными содержаниями рудных элементов (золота, серебра, меди, свинца и др.). Эту особенность их необходимо учитывать при поисках кварцево-сульфидно-золоторудных месторождений, в том числе и на площадях, перекрытых мощными четвертичными отложениями.

Таблица 1

месторождения Актурпак

| Основные породообразующие элементы, % | | | | | | | | | | |
|---------------------------------------|--------------------------------|------|--------------------------------|------|------|------------------|-------------------|--------|--------|---|
| SiO ₂ | Fe ₂ O ₃ | FeO | Al ₂ O ₃ | CaO | MgO | K ₂ O | Na ₂ O | Fe с-д | S с-д | n |
| диоритам | | | | | | | | | | |
| 55,87 | 2,90 | 4,19 | 15,03 | 4,58 | 3,95 | 4,65 | 4,74 | Не ан. | Не ан. | 1 |
| 57,98 | 4,77 | 3,22 | 16,15 | 0,91 | 4,42 | 4,12 | 0,46 | 0,69 | 0,25 | 2 |
| 60,38 | 2,04 | 3,05 | 15,13 | 1,07 | 2,43 | 4,11 | 0,27 | 2,85 | 3,25 | 6 |
| 54,92 | 1,51 | 2,57 | 17,08 | 1,04 | 1,67 | 5,00 | 0,20 | 7,01 | 5,62 | 6 |
| порфирам | | | | | | | | | | |
| 63,99 | 2,04 | 1,82 | 17,85 | 3,22 | 1,40 | 3,26 | 2,96 | — | — | 1 |
| не установлена | | | | | | | | | | |
| 59,80 | 1,36 | 2,80 | 13,46 | 1,68 | 4,95 | 4,58 | 0,70 | 2,25 | 2,57 | 2 |
| 62,68 | 3,05 | 2,41 | 14,06 | 0,35 | 0,85 | 4,71 | 0,20 | 2,62 | 3,10 | 2 |

Кр — карбонаты; Сер — серицит; Пи — пирит; Кв I, II — кварц (первичный, лителе приведены пределы колебаний по данным подсчетов в шлифах. в химлаборатории ГРЭ; n — число проанализированных проб.

Содержание основных рудных элементов в

| Фация (зона) и ее состав | Co | |
|---|----------|--|
| | Au | |
| По сиенито- | | |
| Внешняя (альбит-карбонат-эпидот-хлоритовая) | (0,0070) | |
| | 1 | |
| Внешняя (серцит-хлоритовая с реликтовым калишпатом) | Н е | |
| Промежуточная (кварц-серцит-хлоритовая) | 0,12 | |
| Внутренняя (кварц-серцитовая) | 0,23 | |
| По гранодиорит- | | |
| | (0,0038) | |
| | 4 | |
| Внешняя | Н а | |
| Промежуточная (кварц-серцит-хлоритовая) | 0,1 | |
| Внутренняя (кварц-серцитовая) | 0,2 | |

Примечание. Содержание золота определялось: в пропилитах активы проанализированных проб; аналитик Г. С. Никоноров); в березитизированных ты — приближенно-количественным спектральным и контролировались химичес

ЛИТЕРАТУРА

1. Бадалов С. Т. Минералогия и геохимия эндогенных месторождений Алмалыкского рудного района, Ташкент, Изд-во «Наука», 1965.
2. Бадалова Р. П. [и др.]. Минералого-геохимическая характеристика золоторудного месторождения Акгурпак, Труды ТашГУ, вып. 337, Ташкент, 1968.
3. Бородаевский Н. И., Бородаевская М. Б. Березовское рудное поле, М., Металлургиздат, 1947.
4. Жариков В. А. Некоторые проблемы изучения изменений вмещающих пород в связи с металлогеническими исследованиями. В кн. Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов, М., Изд-во «Недра», 1965.
5. Королев А. В. Месторождения медных, золотых и полиметаллических руд Алмалыкского района, Геология СССР, т. XXIII, Узбекская ССР, Госгеолгиздат, 1948.
6. Казницын Ю. В., Рудник В. А. Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород, М., Изд-во «Недра», 1968.
7. Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов, В кн. «Основные проблемы в учении о магматических рудных месторождениях», Изд-во АН СССР, 1953.
8. Рудные формации и основные черты металлогении золота Узбекистана, Ташкент, Изд-во «Фан», УзССР, 1969.
9. Шер С. Д. О химизме окolorудных изменений, сопровождающих золотоносные кварцевые жилы, Труды ЦНИГРИ, 1968.

метасоматитах месторождения Акгурпак

| держание, г/т | | | | | | | | | |
|-------------------------------------|-----|-----|-----|-----|-----|--------|--------|------|-----|
| Ag | Pb | Zn | Cu | Mo | W | As | Sb | Bi | n |
| диоритам | | | | | | | | | |
| 0,067 | 10 | 10 | 60 | 1,9 | 6,8 | 0,0 | 0,0 | 0,23 | 6 |
| изучены | | | | | | | | | |
| 0,92 | 230 | 220 | 530 | 21 | 130 | 0,0—30 | 0,0—30 | 4,0 | 109 |
| 1,0 | 380 | 200 | 200 | 40 | 210 | 17 | 10 | 6,0 | 117 |
| порфирам | | | | | | | | | |
| 0,1 | 10 | 10 | 50 | 2,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,2 | 1 |
| месторождении не установлена | | | | | | | | | |
| 0,3 | 80 | 100 | 100 | 6 | 30 | 0,0 | 0,0 | 6,0 | 1 |
| 1,7 | 600 | 800 | 500 | 20 | 25 | 80 | 60 | 10 | 24 |

ционным анализом (результат в числителе в скобках, в знаменателе — число породах — пробирным (химлаборатория Алмалыкской ГРЭ). Остальные элементим анализом (ЦЛ МГУзССР). n — число проанализированных проб.

УДК 553.442+549.1(575.15)

П. В. Панкратьев, Ю. В. Михайлова

ТЕМПЕРАТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ РУД ЮЖНОГО УЗБЕКИСТАНА (НА ОСНОВЕ ДАННЫХ ДЕКРЕПИТАЦИИ)

Колчеданно-полиметаллическое оруденение Южного Узбекистана (месторождения Хандиза, Сулукуль, Кызылсай, Южный Карасан, Карамкуль и др.) сформировалось в результате сложного и длительного процесса (вулканогенно-осадочного и гидротермально-метасоматического) минералообразования (4). Главные минералы руд — пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, блеклые руды, а также жильные — кварц, кальцит, доломит, анкерит, барит, хлорит, серцит и др., из которых наиболее широко развит кварц. Отчетливо различаются две разновидности.

Ранняя разновидность представлена белым и серым кварцем, состоящим из мелко- и среднеристых агрегатов. Он входит в состав окolorудноизмененных пород, а также встречается в виде согласных и секущих прожилков (мощностью до 3—5 см), жил (20—30 см), согласных линз (до 0,5 м в раздувах) как в альбандах рудных тел, так и в самих рудах. Образование его связано с гидротермально-метаморфическим преобразованием пород и процессом рудоотложения. Сульфидная минерализация тесно ассоциирует с этим кварцем и часто накладывается на него.

Результаты декрепитации жильных минералов полиметаллических месторождений Южного Узбекистана

| Минерал | Месторождение | Геологическая обстановка | Начальная температура растрескивания, град | Температурный интервал макс. растрескивания, град. |
|---|----------------|---|--|--|
| Колчеданно-полиметаллические месторождения | | | | |
| Ранний кварц | Хандиза | Согласная линза в туфах липаритового порфирита | 220—240 (6) | 250—350 |
| | То же | То же | 270 | 280—320 |
| | " | Согласная линза в сланцах | 240 (1) | 250—310 |
| | " | Согласная жила в туфах липаритового порфирита | 260—280 (2) | 270—400 |
| | " | Согласная жила в туфах липарит-дацитового порфира | 250—280 (3) | 260—450 |
| | " | Гнезда кварца в песчанике | 320 | 330—380 |
| Поздний кварц | Сулукуль | Кварц-полевошпат-хлоритовые прожилки в туфах липаритового порфира | 220—240 (6) | 230—390 |
| | Южный Карасан | Согласная линза в сланцах | 210 | 220—290 |
| | Кызылсай | Кварц-пиритовый прожилок в андезитовом порфирите | 240 | 250—340 |
| | Карамкуль | Жила в липаритовом порфире | 250 | 260—380 |
| Поздний кварц | То же | Секущие прожилки кварц-карбонат-халькопирит-галенитовые в доломитах | 180 | 190—270 |
| | " | То же в туфах липаритового порфира | 160—180 (3) | 180—260 |
| | Сев.-вост. уч. | Секущий кварц-галенитовый прожилок | 170 | 180—240 |
| | Янгаклык | Прожилки кварца в туфах липаритового порфира | 170 | 180—250 |
| Ранний кальцит | Сулукуль | Гнезда и прожилки в известняке | 210—230 (3) | 220—440 |
| | То же | То же | 290 | 300—380 |
| | Карамкуль | Прожилки и гнезда кальцита с халькопиритом в известняке | 210—220 (2) | 230—330 |
| Поздний кальцит | Хандиза | Секущий кальцит-халькопиритовый прожилок в доломите | 160—180 (2) | 160—310; 440—540 |
| | То же | То же в туфах липаритового порфира | 200—220 (4) | 230—380; 400—590 |
| Ранний анкерит | Карамкуль | Карбонатный прожилок с халькопиритом в известняке | 250 | 270—370 |
| Жильные полиметаллические месторождения | | | | |
| Кварц | Гуруд П | Кварц-карбонатные жилы с халькопиритом и галенитом в габбро-диабазе | 180 (2) | 200—310 |
| Кальцит | То же | То же | 160—180 (3) | 180—360 |
| | | | 200 | 250—390 |
| Анкерит | " | " | 130 | 200—310; 350—370 |
| Барит | Бельбауты | Прожилки барита в известняке | 150—170 (3) | 160—350 |

| Минерал | Месторождение | Геологическая обстановка | Начальная температура растрескивания, град. | Температурный интервал макс. растрескивания, град. |
|------------------------------------|---------------|--------------------------------------|---|--|
| Барит | Бельяуты | То же в липаритовом порфире | 150 | 150—290 |
| | То же | То же в кремнистой породе | 190 | 210—260 |
| Золото-медные месторождения | | | | |
| Кварц | Дандончокан | Линзы и прожилки в кремнистой породе | 200—220 (3) | 230—310; 370—430 |
| | То же | То же | 230—250 (9) | 230—340; 360—430 |

Примечание. В скобках — количество проб.

Поздняя разновидность кварца также широко развита и представлена маломощными, преимущественно секущими как породы, так и руды прожилками выполнения (1—3 см), часто образующими ореолы вокруг рудных тел. Кварц этой разновидности молочно-белый, полупрозрачный, нередко образует прозрачные, хорошо ограниченные призматические кристаллы и их агрегаты в виде друз и щеток в жеодах и тектонических трещинах. Он обычно ассоциирует с доломитом, кальцитом, баритом; часто содержит вкрапленность, гнезда и друзы тетраэдров халькопирита, клейофана, блеклой руды. кубических кристаллов галенита, пирита. Состав прожилков зависит от состава пересекаемых пород и руд. Образование их обусловлено процессами перетотложения (метаморфизма) ранних минеральных ассоциаций (3).

Различия двух разновидностей кварца проявляются также в комплексах парагенных с ними минералов, содержании в них и сопутствующих им сульфидах различных элементов-примесей и т. п. (4). Изотопный состав серы сульфидов, ассоциирующих с поздним кварцем, значительно облегчен по сравнению с сульфидами, ассоциирующими с ранним кварцем (5).

Методом растрескивания¹ изучено более 70 проб кварца и парагенных с ним кальцита, барита, анкерита (таблица).

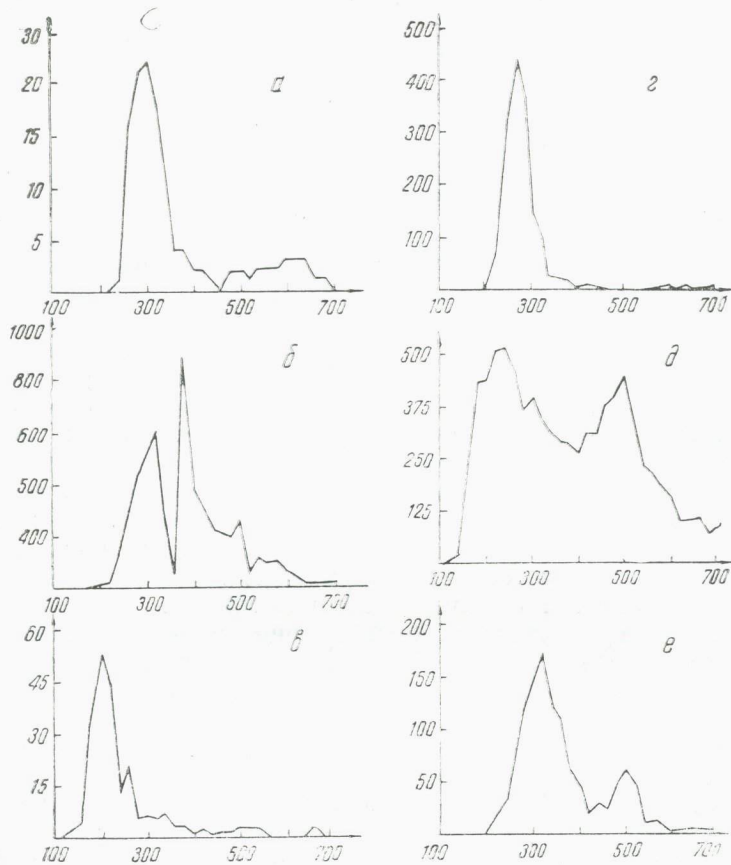
Исходные пробы объемом 1 см³ с размером зерен 0,5—1 мм нагревались до 700° при скорости нагрева 20° в минуту.

Кривые декрепитации показали четкое различие описанных разновидностей кварца и ассоциирующих с ним других жильных минералов. Эти различия выражены особенно отчетливо в смещении начальных температур растрескивания, принимаемых многими исследователями за температуру образования минералов (2).

Ранние кварцы (Хандиза, Сулукуль, Кызылсай, Южный Карасан, Карамкуль) имеют два вида кривых. Большинство из них характеризуется широким интервалом максимального растрески-

¹ Исследования проводились на декрепитационной установке модели «САИГИМС—2М» при методической консультации А. В. Цоя в Институте геологии и геофизики АН УзССР.

вания 220—380° (рис., а). В части проб он несколько сдвинут вправо — 270—450°; в некоторых имеется два сближенных интервала 260—340° и 370—400° (рис., б). Дорудный кварц золото-медного проявления Дандончокан имеет два интервала максимального растрескивания — 230—340° и 360—430°.



Кривые декрепитации жильных минералов.

а — кварц ранний, Хандиза; б — кварц ранний, Хандиза; в — кварц поздний, Хандиза; г — кальцит ранний, Карамкуль; д — кальцит поздний, Хандиза; е — анкерит ранний, Карамкуль.

По оси абсцисс — значения температуры, по оси ординат — количество импульсов.

Поздний кварц (Хандиза) характеризуется более низкой начальной температурой растрескивания 160—180°, при конечной температуре 300—360°, и максимуме 180—270° (рис., в).

Ассоциирующие с ранним кварцем кальцит (Карамкуль, Сулуккуль, рис., г) и анкерит (Карамкуль, рис., е) имеют тот же интервал максимального растрескивания, что и кварц.

Бариты, парагенные поздним кварцу и кальциту (Бельауты, Ходжабарку), характеризуются наименьшей начальной температурой растрескивания (150—160°). Поздний кальцит (Хандиза) имеет два максимума 160—300 и 440—550° (рис., *д*).

По данным З. Мурадова, температура декрепитации галенита, ассоциирующего с ранним кварцем и кальцитом (Хандиза, Карамкуль), составляет 240—280°; халькопирита и борнита, парагенного с дорудным кварцем (Дандончокан),—210—250°; галенита из кварц-карбонатных жил (Гуруд II) — 180°. Это отвечает температурам декрепитации соответствующих жильных минералов.

Для жильных кварц-карбонат-полиметаллических проявлений (Гуруд II) максимумы декрепитации составляют для кварца 200—310°, кальцита — от 180—250 до 360—390°; анкерита — 200—310, 350—370, 450—530 и 540—590°. Во всех случаях начальные температуры близки по своим абсолютным значениям и соответствуют описанной поздней ассоциации. Близкие температуры декрепитации (160—200°) приводятся Б. Ф. Василевским (1) для кварца и сфалерита рудопроявления Чакчар.

Из приведенных результатов декрепитации минералов можно сделать следующие выводы.

1. Колчеданно-полиметаллические и полиметаллические руды Южного Узбекистана формировались при температурах от 160 до 320° и более, что подтверждается парагенезисами минералов руд и зон околорудных изменений.

2. Ранний кварц и ассоциирующие с ним кальцит, барит, анкерит и сульфиды по начальным температурам растрескивания (210—320°) четко отличаются от поздних ассоциаций (160—200°), что свидетельствует о существенном различии в формировании минералов этапа рудообразования и метаморфического.

3. Образование золото-медного оруденения Дандончокан по температурным условиям соответствует этапу рудообразования колчедано-полиметаллических месторождений.

4. Метод декрепитации способствует выявлению температур минералообразования и может быть использован при поисках полиметаллических и медно-золотых руд в Южном Узбекистане.

ЛИТЕРАТУРА

1. Василевский Б. Ф. О генезисе и локализации некоторых герцинских месторождений Юго-Западного Гиссара. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. XIV, 1962.
2. Наумов В. Б., Иванова Т. Ф. Температура образования вольфрамитовых месторождений грейзенового типа в Восточном Забайкалье. Тезисы докл. совещания по минерал., геохим. и генезису вольфрамитовых месторождений СССР. Изд. ЛГУ, 1965.
3. Панкратьев П. В. Типы руд колчеданно-полиметаллических рудопроявлений Южного Узбекистана. Сб. «Геол. и рудоносность палеозоя Южного Узбекистана. Ташкент, Изд-во «Наука» УзССР, 1965.
4. Панкратьев П. В., Михайлова Ю. В. Колчеданно-полиметаллическое оруденение Южного Узбекистана. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1971.
5. Панкратьев П. В. [и др.]. Пример сравнительного изучения вариаций δS^{34} сульфидов двух колчеданных месторождений. «Узб. геол. журнал», 1973, № 2.

И. М. Исамухамедов, М. Х. Кадыров

ОБ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛАХ ВУЛКАНИТОВ C_2 — T_1 ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ КУРАМИНСКОГО ХРЕБТА УЗССР (ЗАПАДНЫЙ ТЯНЬ—ШАНЬ)

Вулканиды C_2 — T_1 развиты преимущественно в Кураминском хребте (1500 км²), особенно в его центральной части. Мы расчленили их на андезито-дацитовую (C_2) и липаритовую (P_2 — T_1) формации (6). В последней недостаточно исследованы акцессорные минералы. Имеются лишь единичные работы (5, 7), посвященные акцессориям верхнепалеозойских вулканитов района. В данной статье приводятся результаты изученных нами акцессорий этих вулканитов.

Андезито-дацитовая формация сложена вулканитами эффузивной, эксплозивной и жерловой фаций. Эффузивная представлена андезитовыми, андезито-базальтовыми порфиридами, дацитовыми порфирами и породами промежуточного состава, эксплозивная — литокристаллокластическими и кристаллокластическими туфами андезитового порфирида, дацитового порфира и реже игнимбридами кварцевого порфира; жерловая сложена андезитовым порфиритом и туфами дацит-порфира. Мощность формации 300—3000 м.

Липаритовая формация представлена в основном эксплозивной фацией (игнимбриды кварцевого порфира, крупно-среднеобломочные туфы и др.), частично породами эффузивной (фельзит-порфиры, сферолит-порфиры) и жерловой фации (туфолавы фельзит-порфира, агломераты и различные туфы). Мощность формации изменяется с запада на восток от 200—300 (г. Кызылтау) до 2200 м (г. Бабай-Ситен).

В вулканитах центральной части Кураминского хребта установлены следующие акцессорные минералы: апатит, циркон, сфен, пирит, магнетит, гематит, галенит, сфалерит, флюорит, шеелит, анатаз, лейкоксен, ильменит, рутил, эпидот, амфибол, гранат, турмалин, ортит, торит, халькопирит, монацит и рутил. Ниже описаны только более распространенные и характерные.

Апатит — типоморфный минерал вулканогенных пород района. Максимальное его количество (16,8 г/т) установлено в литокристаллокластическом туфе жерловой фации, а минимальное (0,13 г/т) — в интенсивно карбонатизированном и серицитизированном андезитовом порфирите из эффузивной фации. В распределении апатита наблюдается тенденция к уменьшению его количества снизу вверх по разрезу.

Апатит в виде включений встречается во всех породообразующих минералах, реже в основной массе пород, где он сравнительно крупный и менее идиоморфный, что позволяет выделить две его генерации: первая — ранняя, видимо, представляет ксенокристаллы, выделявшаяся из магмы до кристаллизации породообразующих

алов, вторая — поздняя, образовалась после кристаллизации образующих минералов и поэтому встречается в основной породе.

Таблица 1

Характеристика апатита из вулканогенных пород

| Фация пород | Содержание апатита, г/т | Размер зерен, м.м | Преобладающий размер, м.м | Коэффициент удлинения |
|--------------|-------------------------|------------------------------|-------------------------------------|-----------------------|
| Эксплозивная | $\frac{1,7-11,6}{4}$ | От 0,12×0,12 до 0,75×0,30 | 0,21×0,12 0,24×0,15 | 1,6—2,3 |
| Жерловая | $\frac{12,40}{2}$ | от 0,21×0,09 до 0,45×0,15 | 0,30×0,12 | 2,5 |
| Эксплозивная | $\frac{1,40-7,70}{7}$ | от 0,12×0,06 до 0,55×0,25 | 0,36×0,09 0,15×0,15 0,30×0,15 | 1—4 |
| Жерловая | $\frac{2,40-16,80}{2}$ | от 0,18×0,06 до 0,30×0,18 | 0,15×0,06 0,18×0,06 | 2,5—3 |
| Эффузивная | $\frac{0,13-12,80}{12}$ | от 0,12×0,06 до 0,57×0,15 | 0,36×0,09 0,20×0,15 0,15×0,12 | 1,2—4 |

| Преобладающая форма | Цвет |
|---|--|
| Призма с острой бипирамидой с развитыми гранями (1011), (1010), (010), (0001) | Бесцветный, светло-прозрачно-оранжевый, матово-белый, розовый, желтовато-розовый |
| Толстая призма с дипирамидой (0001), (0010), (1011) | Бесцветный, дымчатый, матово-белый, черный |
| Толстая призма с (0001), (1010), (1011) гранями. Удлиненная призма с гранями (1010), (0001) | Бесцветный, матовый, дымчатый, черный, светло-розовый, оранжевый |
| Призма с гранями (0001), (1010), (1011). Призма с острыми дипирамидами (1011), (1010) | Прозрачный, буровато-красный, матово-серый |
| Призма с острыми дипирамидами (1011), (1010), (0001), призма с притупленными гранями (0001), (1010) | Бесцветный, матово-серый, розовый, светло-коричневый, черный |

р и м е ч а н и е. В знаменателе — количество проб.

шлихе апатит представлен округлыми и дипирамидально-атическими кристаллами (табл. 1).

Апатит встречается разных цветов — от бесцветного, светло-оранжевого до черного (табл. 1). В вулканитах жерловой фации липаритовой формации — дымчатый апатит, а в породах жерловой фации андезито-дацитово-формации — прозрачный. В интенсивно карбонатизированном серицитизированном андезитовом порфирите андезито-дацитовой формации обнаружен зеленый апатит. В вулканогенных породах обеих формаций окрашенный апатит (розовый, оранжевый) — типоморфный минерал вулканитов — содержит

Таблица 2

Результаты рентгено-спектрального анализа акцессорных минералов, вес %

| Формация | Фракция пород | Минерал | Th | Nb | Ta | Lr | Hf | Ce | Y |
|---|---------------|------------------|-----------------------|--------------------------|-----------------|-----------------------|----------------------|--------------------|-------------|
| Липаритовая P ₂ -T ₁ | Эксплозивная | Циркон Апатит | 0,05 — | — — | — — | 48,7 — | 0,05 — | 0,05 | 0,01 |
| | Жерловая | Апатит Циркон | — 0,02 | — — | — — | — 47,8 | — 0,06 | 0,1 — | 0,026 — |
| Андезито-дацитовая C ₂ | Эксплозивная | Циркон Апатит | 0,07 — | 0,14 0,015 | — 0,011 | 47,5 — | 0,04 — | 0,08 — | — |
| | Эффузивная | Апатит Циркон | — 0,012— —0,082 | 0,024 0,014 —0,036 | 0,016 — — | — 47,48— —49,50 | — —0,03— —0,08 | — 0,08— 0,10 | — — — |

Примечание. Анализы проводились в Центральной химлаборатории Министерства геологии УзССР, аналитик И. П. Тибукши

ся в небольшом количестве. Окраска апатита зависит в основном от наличия в нем различных элементов-примесей и редких земель (1, 3). Так, черная окраска апатита (2) вызывается главным образом наличием Fe, Ti, Cr, Nb. Присутствие же редких земель в зависимости от их количества и разновидности придает апатиту розоватый и желтовато-розовый оттенки. Рентгено-спектральным анализом в апатите установлены различные примеси (табл. 2); апатит более древних пород от молодых отличается наличием в составе Ta, Nb.

Циркон также является типоморфным акцессорным минералом. Он встречается постоянно, независимо от возраста и петрографического типа пород (табл. 3). Максимальное количество циркона отмечено в породах жерловой и эксплозивной фации. Количество и размеры его кристаллов постепенно увеличиваются к верхам стратиграфических разрезов. Минимальное количество циркона установлено в интенсивно измененном андезитовом пор-

фирите, максимальное — в кислых туфах жерловой и взплозивной фаций.

Выделяются две генерации циркона. Первая — в виде включений находится в цветных минералах, реже в полевых шпатах. Зерна тонкие и идиоморфные. Вторая находится в составе базиса пород и характеризуется сравнительно мелкими корродированными зернами. Размер зерен цирконов зависит в основном от степени раскристаллизации породы (12), в меньшей степени — от ее состава. Этим и объясняется сравнительно мелкий размер кристаллов циркона, встречающихся в основной массе вулканитов.

В шлихе циркон представлен одиночными кристаллами; двойники и сростки кристаллов встречаются крайне редко. В низах разреза эффузивной фации андезито-дацитовоу формации кристаллы циркона призматические с острыми дипирамидальными ограничениями. В кристаллах хорошо развиты грани призмы (110), (100) и дипирамиды (111), (311). В средней части разреза формации кристаллы циркона более утолщенные, крупные (табл. 3). Характерным является преобладающее распространение кристаллов, образованных комбинацией призматической грани (110) и дипирамиды (111), что свойственно для излившихся пород (8).

Циркон в изученных вулканитах прозрачно-бесцветный, светло-коричневый, темно-коричневый, бордовый, темно-бурий, кремовый и густо-розовый. Рентгено-спектральным (табл. 2) и спектральным (табл. 4) анализами в цирконе установлены элементы примеси.

Магнетит — весьма распространенный акцессорный минерал вулканитов. В шлихе он встречается в виде мелких неправильных кристаллов и реже в форме октаэдра.

Как обычно породы эффузивной фации больше содержат магнетита (табл. 5).

Содержание Fe_2O_3 и FeO в магнетите колеблется в широких пределах, что зависит от степени его мартитизации.

В магнетите из пород липаритовой формации по сравнению с магнетитом из андезито-дацитовоу формации содержится больше магния, бария, марганца, ванадия, титана, хрома, меди и олова. Всего обнаружено 17 химических элементов (табл. 6).

Гематит концентрируется в основном в электромагнитной фракции и тяготеет к кислым вулканитам. Встречается в виде тонких пластинок, скорлуповатых чешуйчатых агрегатов и корочек. В гематите установлены титан (0,п%), ванадий и цирконий — в меньших количествах.

Пирит — распространенный сульфид в вулканических породах. Максимальное количество этого минерала отмечено в породах взплозивной фации из андезито-дацитовоу формации. Размер кристаллов 0,12—0,6 мм (среднее 0,3 мм). В пирите обнаружены многие примеси (табл. 4).

Ортит распространен сравнительно мало. Он отмечается от единичных зерен до 3,4 г/т в породах взплозивной и жерловой

фаций (табл. 5). Максимальное содержание его приурочено к породам андезито-дацитовая формации. В шлихе ортит встречается в виде обломков кристаллов размером до $0,36 \times 0,30$ мм. Он смо-

Таблица 3

Характеристика циркона из вулканогенных пород

| Формация | Фация пород | Содержание минерала, г/т | Размер зерен, мм | Преобладающий размер, мм | Коэффициент удлинения |
|--------------------------|--------------|--------------------------|--|--|-----------------------|
| Липаритовая $P_2 - T_1$ | Эксплозивная | $\frac{4,34-12,0}{4}$ | от $0,12 \times 0,12$ до $0,65 \times 0,21$ | $0,33 \times 0,15$ $0,40 \times 0,15$ | 2—2,6 |
| | Жерловая | $\frac{18,50}{4}$ | от $0,15 \times 0,09$ до $0,42 \times 0,15$ | $0,24 \times 0,15$ | 1,6 |
| Андезито-дацитовая S_2 | Эксплозивная | $\frac{2,43-17,00}{7}$ | от $0,12 \times 0,09$ до $0,51 \times 0,21$ | $0,21 \times 0,15$ $0,18 \times 0,06$ $0,30 \times 0,15$ | 1,4—3 |
| | Жерловая | $\frac{27,90}{2}$ | от $0,15 \times 0,06$ до $0,33 \times 0,15$ | $0,30 \times 0,12$ | 2,5 |
| | Эффузивная | $\frac{2,55-9,60}{12}$ | от $0,18 \times 0,06$ до $0,45 \times 0,21$ | $0,30 \times 0,15$ $0,30 \times 0,09$ $0,36 \times 0,12$ | 2—3 |

| Формация | Преобладающая форма | Цвет |
|--------------------------|---|---|
| Липаритовая $P_2 - T_1$ | Призма с бипирамидами с гранями (III) (110), (100) (311) Призма с бипирамидой (III) (311) | Коричневый, бордовый, бесцветный, розовый Бесцветный, светло-коричневый, кремовый |
| Андезито-дацитовая S_2 | Удлиненная дипирамидальная призма, (III) (100), призма с притупленными пирамидальными окончаниями (III) (311) (110) (100) Удлиненная призма с дипирамидой (III), (100) Призма с острой дипирамидой (311) (100), (110); толстые призмочки с притупленными пирамидами (III), (100), короткая пирамидальная призма | Бесцветный, коричневый, светло-кремовый, прозрачно-светло-коричневый, розовый Светло-коричневый, кремовый Коричневый, бесцветный, темно-бурый, кремовый светло-коричневый |

ляно-черного цвета со смолистым блеском. Изредка обнаруживаются кристаллы ортита с частично сохранившимися гранями призмы (100), (110) и бипирамид.

В вулканогенных породах района основная часть аксессуарных минералов ассоциируется с цветными минералами (амфибол,

Средние содержания малых химических элементов в цирконе и пирите, вес. %

| Формация | Кол-во проб | Минерал | Mg | P | Ba | Mn | Ti | Ag | Cu | Pb | Zn | As | Be | Zr | Sc |
|---|-------------|---------|-----|-----|------|------|------|-------|-------|-------|------|------|-------|------|-------|
| Липаритовая P ₂ —T ₁ | 3 | Циркон | 0,3 | 0,3 | — | 0,03 | 0,03 | — | 0,001 | — | — | — | 0,001 | >1 | 0,002 |
| Андезито- дацитовая C ₂ | 6 | Циркон | 0,3 | 1 | 0,75 | 0,03 | 0,03 | 0,003 | 0,003 | 0,003 | — | — | 0,003 | >1 | 0,001 |
| | 4 | Пирит | 0,3 | — | 0,3 | 0,03 | 0,03 | 0,003 | 0,003 | 0,003 | 0,03 | 0,03 | 0,001 | 0,03 | — |

Примечание. Анализы проводились в лаборатории спектрального анализа Института геологии и геофизики АН УЗССР, аналитик Д. Саидова.

Содержание аксессуарных минералов в вулканогенных формациях, г/т

| Формация | Фаши пород | Апатит | Циркон | Сфен | Пирит | Ильменит | Монацит | Эпидот | Магнетит | Флюорит | Орпиг | Гематит | Горит | Гранат | Рутил |
|---|--------------|------------------|-----------------|------|---------|----------|---------|--------|------------------|---------|-------|---------|-------|--------|-------|
| Липаритовая P ₂ —T ₁ | Эксплозивная | 1,70— — 11,60 | 4,34— — 12,0 | — | — | — | — | — | 147,50— | 2 | 0,034 | 272,5 | 0,01 | — | — |
| | Жерловая | 12,40 | 18,50 | — | — | — | — | — | — 211,8 | — | 0,034 | — | — | 0,034 | 0,034 |
| Андезито- дацитовая C ₂ | Эксплозивная | 1,40— 7,70 | 2,43— 17,00 | — | 0,34 | — | — | 0,005 | 15,3 | — | 0,00 | — | — | — | — |
| | Эффузивная | 0,13— — 12,80 | 2,55— — 9,60 | 0,04 | — 218,0 | — | — | — | 134,0—5924,0 | — | 3,40 | 252,0— | — | 0,051 | — |
| | Жерловая | 2,40 | 27,90 | — | — 1,90 | — | — | — | 391,0—12576 | 0,02 | — | 956,3 | — | — | — |
| | | | | | 0,43 | + | 0,02 | + | 749,5— — 2201 | — | — | 773,60 | — | — | — |

Примечание. + — содержание минерала в породе не подсчитано.

пироксен, биотит), реже с плагиоклазом встречаются также в основной массе вулканитов.

Циркон и апатит кристаллизуются на ранних стадиях еще в вулканическом канале. Однако наличие их в стекловатой основной массе пород свидетельствует об их образовании и на месте затвердевания продуктов вулканизма.

Таблица 6

Средние содержания малых химических элементов в магнетите, вес. %

| Формация | Фашия пород | Кол-во проб | Mg | P | Ba | Mn | V | Ti | Cr | Cu |
|--|--|-------------|------|-------|--------|-------|--------|-------|-------|-------|
| Липаритовая P ₂ - T ₁ | Эксплозивная Жерловая | 6 | 0,5 | 0,3 | 0,03 | 0,05 | 0,05 | 0,75 | 0,03 | 0,2 |
| | | 2 | 0,16 | 0,15 | 0,015 | 0,04 | 0,016 | 0,7 | 0,02 | 0,075 |
| Андезитовая C ₃ | Эксплозивная Эффузивная Жерловая | 5 | 0,3 | 0,3 | 0,01 | 0,03 | 0,04 | 0,75 | 0,20 | 0,007 |
| | | 12 | 0,55 | 0,32 | 0,01 | 0,036 | 0,025 | 0,71 | 0,017 | 0,07 |
| | | 2 | 0,08 | 0,3 | — | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,01 | 0,003 |
| Формация | Фашия пород | Pb | Zn | Ni | Co | Mo | Su | Be | Zr | Ga |
| Липаритовая P ₂ - T ₁ | Эксплозивная Жерловая | 0,05 | 0,2 | 0,003 | 0,003 | 0,001 | 0,003 | 0,001 | 0,15 | 0,003 |
| | | 0,15 | 0,2 | 0,001 | 0,004 | 0,001 | 0,002 | — | 0,03 | 0,001 |
| Андезитовая C ₃ | Эксплозивная Эффузивная Жерловая | 0,15 | 0,2 | 0,003 | 0,0015 | 0,001 | 0,001 | 0,001 | — | 0,003 |
| | | 0,023 | 0,41 | 0,003 | 0,0015 | 0,001 | 0,0015 | 0,001 | 0,015 | 0,001 |
| | | 0,1 | 0,03 | — | — | — | — | — | — | 0,003 |

Примечание. Анализы проводились в лаборатории спектрального анализа Института геологии и геофизики АН УзССР, аналитик М. Я. Камдон.

При внедрении магматического расплава в приповерхностные части земной коры, а тем более в случаях излияния ее на поверхность земли, магма соприкасается с кислородом воздуха, происходит окисление и выделение тепла. При этом закисное железо, входящее в состав феррических минералов или растворенное в магме, окисляется до окисного, образуя либо рудную «пыль» магнетита, либо гематита в основной массе породы, либо каемки опатитизации феррических минералов. Этим объясняется возникновение магнетита и гематита в вулканитах района.

ЛИТЕРАТУРА

1. Азимов П. Т., Смородинова Л. Д. Отбор и обработка проб на акцессорные минералы. «Узб. геол. ж.», 1960, № 6.
2. Азимов П. Т., Юлдашев С. Морфологические особенности и некоторые физические свойства акцессорных минералов Актауского интрузива (Южный Нуратау, Западный Узбекистан). В сб. «Петрография и геохимия рудных регионов Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1966.
3. Анিকেева Н. Ф. Значение акцессорного апатита в изучении верхнепалеозойской вулканогенной формации Каркаралинского района. В сб. «Акцессорные минералы и элементы как критерий комагматичности и металлогенической специализации магматических комплексов». М., Изд-во «Наука», 1965.
4. Бетехтин А. Г. Курс минералогии, М., 1961.
5. Бабаходжаев С. М., Синицына Ю. А. Некоторые особенности акцессорных минералов верхнепалеозойских осадочно-вулканогенных пород Восточного Карамазара. «Изв. АН ТаджССР», Отд. геол. хим. и техн. наук, 1963, № 4 (13).
6. Елисеева О. П. Акцессорные минералы и акцессорные элементы Самарского интрузива кварцевых порфиров на южном склоне Кураминского хребта. Узб. геол. ж., 1958 № 2.
7. Ляхович В. В., Родионов Д. А. К методике изучения акцессорных минералов в изверженных породах. Труды Ин-та минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов, вып. 6, 1961.
8. Ляхович В. В. Акцессорные минералы эффузивных и субэффузивных пород. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1963, № 12.
9. Ляхович В. В. Рациональная методика извлечения акцессорных минералов из гранитоидов. М., Изд-во «Недра», 1966.
10. Львов Б. К. Петрология, минералогия и геохимия гранитоидов Кочкарского района (Южный Урал), Изд-во Ленинградского университета, 1965.
11. Далимов Т. Н. [и др.]. Вулканогенные формации Узбекистана. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1971.
12. Яценко Н. Н., Ларина Т. Ф. Особенности морфологии и окраски цирконов эффузивных, субвулканических и интрузивных пород (на примере Северного Казахстана). В кн. «Акцессорные минералы в решении вопросов металлогении и происхождения магматических комплексов», М., 1968.

УДК 549.761.53+552.2(575.31)

М. Р. Еникеев

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ШЕЕЛИТОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В АЛТЫН-ТОПКАНСКОМ РУДНОМ РАЙОНЕ (ТаджССР)

Шеелит в рудном поле ранее отмечался только в шлихах (3). В связи с обнаружением его в коренном залегании повысился интерес к минералу. Он встречается в скарнах, кварцево-халькопиритовых и кальцитовых жилах.

В Главной рудной зоне Алтын-Топкана шеелит впервые установлен в 1939 г. А. Б. Баталовым (1) в штуфах, взятых в пределах первого рудного тела. Он представлен изометричными зернами (до 1 мм). Минерал отличается высоким рельефом, низким дву-преломлением. Шеелит приурочен к скарновым породам двух ти-

пов: к гранатово-пироксеновой с подчиненным количеством роговой обманки, эпидота, карбонатов, кварца, аксинита, и к породе, состоящей преимущественно из эпидота (1).

Шеелит установлен также в прожилочках изверженных пород, взятых на Учкатлы-Мыскане.

В Главной рудной зоне А. И. Серебрицкий (4) отмечает две генерации шеелита: первую — в скарнах среди магнетитовых руд, вторую — в виде включений в крупнозернистом галените.

В Ташгезе и Сардобе шеелит установлен в шлихах, взятых по руслам саев, прорезающих кураминские гранодиориты (2). Вероятно, минерал приурочен к обеленным зонам и полосам, расположенным параллельно Приконтактовому разлому. В протолочках гранодиорит-порфира, кварцевого порфира и гранит-порфира из Сардоба, а также скарнов с полиметаллическим оруденением и безрудных из Ташгезе устанавливаются единичные знаки шеелита. В шлихах из Перевального местами наблюдается высокое содержание шеелита в тяжелой фракции.

Наибольший интерес в настоящее время представляет шеелитовая минерализация, установленная нами в коренном залегании в восточной части Алтынтюпканского рудного поля на месторождениях Акташкан и Арабулак. Она приурочена к кварц-халькопиритовым и в меньшей степени к кварц-кальцитовым жилам Акташкана и к зоне Арабулакского разлома. Здесь он встречается отдельными выделениями (от микроскопических до 1 см) по всей массе жильной породы.

Основную часть жил составляет кварц двух генераций. Кварц первой генерации крупнозернистый, плотный, слегка окрашен в желтоватый цвет гидроокислами железа. Шеелит образует тетрагональные выделения и отдельные округлые и вытянутые зерна. В штуфах устанавливается по типичному жирному блеску, желтоватому цвету в свежем изломе и развивающемся по нему тунгститу. Обладает характерной люминесценцией.

Кварц второй генерации представлен мелкозернистой рыхлостью белого цвета и выполняет промежутки между зернами кварца первой генерации. В кварце этой генерации отмечается хлорит типа рипидолита в виде сферолитов и псевдогексагональных табличек.

В шеелите вольфрам частично замещен молибденом.

Шеелит приурочен к двум типам гидротермальных жил: 1) кварц-халькопиритовым с кварцем первой генерации, халькопиритом и подчиненным количеством кварца второй генерации, хлорита типа рипидолита и незначительным содержанием талька и серицита (Акташкан и Арабулак); 2) кварц-кальцитовым (Арабулак).

В кварце с небольшой примесью халькопирита и шеелита установлены следы золота и от 11 до 144 г/т серебра.

Проявления вольфрамовой минерализации в районе месторождения Акташкан представляют определенный интерес. Нахождение

ние шеелита в коренном залегании в кварцевых жилах с халькопиритом расширяет перспективы этой площади на редкометальное оруденение в скарновых и жильных образованиях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баталов А. Б. Шеелит в скарнах Алтын-Топкана. «Социалистическая наука и техника», Ташкент, 1939, № 9.
2. Еникеев М. Р. Элементы-примеси в рудах и минералах Алтын-Топканского рудного района. Науч. труды ТашГУ, вып. 234, геология, Ташкент, 1964.
3. Еникеев М. Р. Основные черты минералогии полиметаллических месторождений Алтын-Топканского рудного поля. Науч. Труды ТашГУ, вып. 405, Ташкент, 1971.
4. Серебрицкий А. И. К вопросу о генезисе скарнов месторождения Алтын-Топкан (Сев. Таджикистан). В сб. «Материалы ко II конференции по околорудному метасоматизму», Изд-во ВСЕГЕИ, 1966.

УДК 550,42:549:552,5(575.16)

А. К. Воронков, М. Т. Хон, В. Г. Яковлев

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КРАСНОЦВЕТНЫХ ПОРОД ПРОТЕРОЗОЯ ЦЕНТРАЛЬНЫХ КЫЗЫЛКУМОВ

Проблема заимствования золота из вмещающих пород для Кызылкумских месторождений (1, 2) при аналитических трудностях работы с этим металлом может решаться и косвенным путем. Внутри и вокруг месторождений существуют ореолы новообразований различного рода и, следовательно, расшифровка их природы прольет свет на природу золота. В этой статье рассматриваются особенности литологических ассоциаций, соседствующих с золоторудными полями.

Литературные данные по месторождениям золота, меди и другим металлам, размещающимся в отложениях докембрийского или палеозойского возраста, и которым придается в той или иной мере осадочное происхождение, свидетельствуют об их тесной связи с красноцветными породами (3, 5).

Наиболее грубозернистые породы, залегающие в кровле протерозоя Кызылкумов, известны под названием бесапанской свиты. Признаками ее выделения служат резко отличный от подстилающей тасказганской свиты литологический состав — разнозернистые песчаники, гравийные породы и гравелиты, и, кроме того, крайне низкий метаморфизм или наличие лишь диагенетических преобразований. Перекрывается свита преимущественно слабо дислоцированными, полого залегающими терригенными породами Pz_1 (?), у которых в основании часто наблюдаются базальные гравелиты или конгломераты с песчаниковой и сланцевой галькой подстилающих пород. Последнее обстоятельство и резкая разница в степени дислоцированности позволяет предполагать здесь значительный

перерыв и угловое несогласие. Иногда непосредственно на отложениях бесапанской свиты с угловым несогласием залегают карбонаты нижнего или среднего девона.

По югу Джетымтау и по северу Бельтау в верхнебесапанской подсвите существует мощная толща, представленная чередованием терригенных пород — сероцветных с аэроморфной (сиреневой) окраской. В массивах Тамдытау, Бельтау, Аристантау, Джетымтау и Ауминзатау (рис. 1) в объеме свиты картируются линзы и

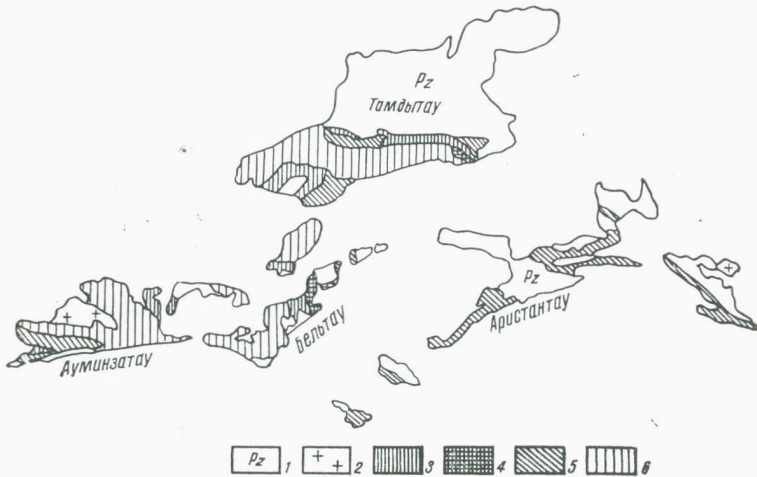


Рис. 1. Схема распространения красноцветных пород в бесапанской свите протерозоя Центральных Кызылкумов.

1—карбонатные и терригенные породы палеозоя; 2—интрузивные породы; 3—красноцветные отложения; 4—подводнодельтовые образования; 5—волиприбойные образования; 6—породы тасказганской свиты и нижнебесапанской подсвиты.

пачки пород пестрой разноцветной окраски с преобладанием желтых и красноватых оттенков.

На основе фациального анализа (4) устанавливается, что толща с сиреневыми алевролитами и песчаниками сформировалась в условиях надводной дельты (субдельты), в самом конце ее, непосредственно перед морским бассейном. Литологические ассоциации с пестрой окраской накапливались в условиях полузамкнутых лагун открытого моря, прибрежного мелководья и в лиманах. Это почти повсюду одинаковый специфический набор пород: гравелиты, гравийные разности, песчаники, алевролиты, сланцы, кремнистые породы.

Аэроморфная окраска указанных групп наблюдается только в современной коре выветривания, а на глубине 40—60 м породы становятся серыми и темно-серыми. Первичная красноцветность (аэроморфность окраски) вызывалась не гематитом, а гидроокислами железа. Следовательно, красящий пигмент при залегании красноцветов совместно с сильно углеродистыми пиритизирован-

ными породами застойных лагун неизбежно восстанавливался. Повторное выведение пород на дневную поверхность вновь вызвало окисление и, вероятно, возрождение окраски, близкой к первоначальной. И это наблюдается не только в настоящее время, но, судя по пестроцветной гальке в основании Pz_1 (?) и девона, происходило неоднократно при соприкосновении толщ с атмосферой при соответствующем климате.

В шлифах различается два вида распределения гидроокислов железа в обломочных породах: относительно равномерная рассеянная вкрапленность в цементе и, реже, плечочное облекание обломков. И тот и другой вид сопровождается эпигенетическим перераспределением гидроокислов в пятна и тонкие прожилки, в которых в большинстве случаев преобладает окисное железо, и этот факт очень важен. При одинаковом содержании суммарного железа зеленовато-серые сланцы и песчаники волноприбойного фациального пояса, залегающие среди красноцветов, отличаются повсеместным преобладанием закисного железа.

Всем литологическим разновидностям, даже сильно углеродистым сланцам мелкозаливного фациального пояса свойственна повышенная карбонатность в виде кальцита или железистого доломита. В обломочных породах карбонаты находятся в цементе, а в сланцево-кремнистых и кремнистых — в виде самостоятельных мелких обособлений.

Самые высокие значения CaO достигают 25%, а MgO — 5—7%. Единичны линзочки песчаных или кремневых известняков.

Часть пестроцветных отложений можно отнести к осадкам типичных лагун с хемогенной седиментацией. Это исключительно тонкозернистые породы — глинистые сланцы с кремнистыми прослоями, линзами или телами более сложной формы. Кремнистое вещество частично подверглось диагенетическому перераспределению. Замечено, что там, где в подобных пластах нет прослоев собственно кремнистых пород, возникает большое количество стяжений и конкреций опала и халцедона. Примечателен еще один факт — большинство лагунных красноцветов несет в себе ярозит. Особенно богат им район Бельтау. Основная масса концентрируется в виде желваков (диаметром до 10—15 см) или линзовидных тел в строго определенных прослоях, контактирующих с пластами, содержащими гравелиты.

Показательно различие красноцветных и зеленоцветных групп пород с точки зрения содержания в них стронция. В волноприбойных породах, например, более 90% проб показывают значения 0,01%, в то время как в красноцветах такого подавляющего количества низких содержаний нет. В надводнодельтовых отложениях Джетымтау и Даугызтау 60—70% проб с 0,01%, а остальные с 0,02 и редко с 0,03% стронция. В мелкозаливных распределение содержаний еще более неравномерное.

К лагунным литолого-фациальным группам тяготеют спорадически встречающиеся содержания лития (0,01—0,02%), который в

породах иного происхождения внутри бесапанской свиты не устанавливается.

Валовый анализ проб красноцветов указывает в целом на более высокие значения марганца по сравнению с отложениями других фациальных поясов. К тому же здесь значительно выше частота встречаемости проб со значениями 0,1—0,5%, а появление значений выше 0,5% вообще свойственно только лагунным и мелкозаливным образованиям.

На Восточном склоне Бельтау и на юге Джетымтау среди мелких отложений встречаются тонкие (1—10 см) прослойки с железистыми или железисто-ярозитовыми конкрециями и черными

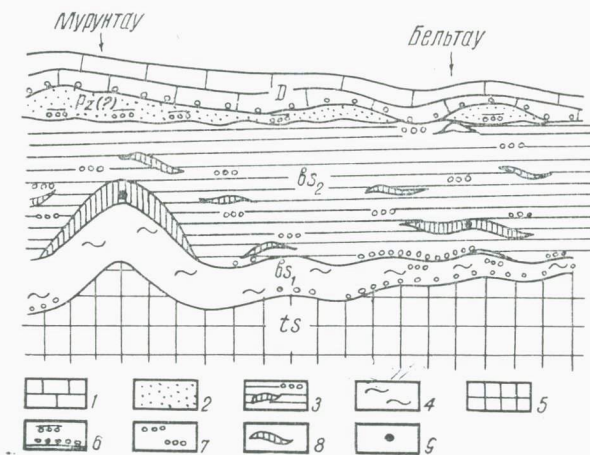


Рис. 2. Положение углеродистых золотосодержащих пород в разрезе протерозоя Центральных Кызылкумов.

1—карбонатные породы девона; 2—терригенные породы Pz_1 (?); 3—существенно мелкозаливные отложения верхнебесапанской подсвиты; 4—отложения нижнебесапанской подсвиты; 5—тазгаганская свита; 6—горизонты базальных гравелитов; 7—внутриформационные гравелиты; 8—линзы углеродистых пород; 9—известные месторождения.

мелкими (1 мм) шариками глинисто-железисто-марганцевого состава.

Содержание марганца в породе достигает 4,5%. Размещение всех указанных разновидностей строго послойное. При повсеместном соседстве их с гравийными породами, т. е. наиболее мелководными, можно сделать вывод о том, что формировались они в окислительной обстановке, близкой к условиям коры выветривания умеренно аридного климата. Вероятно с этой же точки зрения объясняются и все остальные случаи повышения содержаний марганца — корочки псиломелана в Мурунтауском районе и в Северном Даугызе.

С практической точки зрения внутри красноцветных пачек наиболее интересны линзы сильно углеродистых (до 25—30% $C_{общ}$)

сланцев, мощностью от сантиметров до первых метров. Существуют они двух видов — практически без сульфидов и пиритизированные; содержание пирита до 5—10%. Промышленные концентрации золота ни в тех, ни в других пока не известны, но исходя из того, что подобные углеродистые пиритизированные сланцы в подводнодельтовых образованиях несут кондиционные содержания его и то, что имеются единичные пробы с Au от 0,1 до 0,35 г/т из таких сланцев в мелкозаливном фаціальном поясе, последние необходимо отнести в разряд подлежащих изучению и опоскованию.

Изучение следует вести с позиций возможного сингенетического обогащения золотом отдельных оптимально углеродистых линз, так как все известные Кызылкумские месторождения тяготеют к горизонтам и толщам, содержащим линзы (рис. 2), образовавшиеся в застойных условиях. Широко распространенные случаи нахождения золота в пирите и строгая приуроченность пирита к углеродсодержащим породам, свидетельствуют о правомочности гипотезы сингенетичности и самого золота.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бадалов С. Т. О роли вмещающих пород в качестве возможного источника золота в эндогенных кварцево-золоторудных месторождениях. «Минералогия и геохимия сульфидных месторождений Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1966.
2. Бадалова Р. П., Бадалов С. Т. О генетическом значении пробности золота в эндогенных месторождениях. «Узб. геол. ж.», 1964, № 5.
3. Бакун Н. Н. [и др.]. О генезисе Удоканского месторождения медистых песчанников, «Литология и полезные ископаемые», 1964, № 3.
4. Попов В. И. [и др.] Руководство по определению осадочных фаціальных комплексов и методика фаціальнопалеогеографического картирования. Л., Госгеолтехиздат, 1963.
5. Рожков И. С., Писемский Г. В. Проблема золотоносности древних конгломератов. «Геология рудных месторождений», 1966, № 5.

УДК 551.22+552(575.1)

Л. Н. Котляревский

ЗАВИСИМОСТЬ МЕЖДУ НАМАГНИЧЕННОСТЬЮ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД И СОДЕРЖАНИЕМ В НИХ КРЕМНЕЗЕМА

Магнитные свойства магматических пород зависят от содержания ферромагнитных минералов и их магнитной восприимчивости (2, 4 и др.). В последнее время Т. Нагата (5) установил, что на магнитные свойства минералов оказывает влияние содержание не только элементов-магнитофоров (Fe, Ti, Mn), но также и примесей (Ca, K, Al и др.). В связи с этим интересно было изучить зависимость намагниченности интрузивных горных пород от содержания кремнезема.

Намагниченность интрузивных горных пород и содержание в них кремнезема, %

| Интрузив. | Кол-во анали-зов | $J_{\text{эф}}$ 10^{-6} СГС | SiO ₂ | Интрузив | Кол-во анали-зов | $J_{\text{эф}}$ 10^{-6} СГС | SiO ₂ | Интрузив | Кол-во анали-зов | $J_{\text{эф}}$ 10^{-6} СГС | SiO ₂ |
|--------------------------------|------------------|-------------------------------------|------------------|--------------------|------------------|-------------------------------------|------------------|-------------------|------------------|-------------------------------------|------------------|
| Средне-Тяньшанская зона | | | | | | | | | | | |
| Чаркасарский | 9 | 0 | 74,82 | Чепташский | 11 | 0 | 73,7 | Калканатинский | 12 | 860 | 59,74 |
| Гава-Чадакский (сз) | 17 | 0 | 63,95 | Бадакский | 11 | 480 | 64,5 | Лоякский | 3 | 795 | 58,08 |
| Гава-Чадакский (ц) | 15 | 0 | 61,18 | Саргардолский | 11 | 0 | 71,0 | Гушсайский | 3 | 960 | 64,81 |
| Тундукский | 9 | 0 | 71,9 | Арашанский | 13 | 0 | 74,1 | Ургаз-Шаугазский | 3 | 475 | 62,93 |
| Бешторский | 9 | 0 | 70,2 | Акбулакский | 2 | 1000 | 57,31 | Букантауский | 6 | 490 | 60,6 |
| Ихначский | 15 | 640 | 64,5 | Мингбулакский | 4 | 930 | 51,25 | | | | |
| Чукурсайский | 3 | 1450 | 49,6 | Башкызылсайский | 6 | 0 | 64,71 | | | | |
| Южно-Тяньшанская зона | | | | | | | | | | | |
| Темиркабукский (ш) | 12 | 160 | 36,0 | Обизарангский | 12 | 160 | 68,63 | Бахчинский | 8 | 0 | 70,6 |
| Кошрабадский | 3 | 480 | 49,45 | Руклинский | 6 | 160 | 52,52 | Обинаврузский | 11 | 0 | 64,31 |
| Нуратинский (юв) | 16 | 160 | 57,1 | Харкушский | 4 | 160 | 69,85 | Хурсантагский | 14 | 0 | 71,2 |
| Актауский | 6 | 160 | 57,1 | Темиркабукский | 25 | 0 | 73,1 | Каратюбинский | 14 | 0 | 68,7 |
| Тамдынское габбро | 10 | 320 | 44,53 | Нуратинский (с. з) | 25 | 0 | 71,9 | Каратюбинский (ц) | 9 | 0 | 71,31 |
| Мачетлинский | 5 | 160 | 69,03 | Актауский | 33 | 0 | 69,4 | Зирабулакский | 20 | 0 | 68,98 |
| Гиссарский | 3 | 190 | 56,02 | Тамдынский | 13 | 0 | 72,5 | | | 0 | |
| Токауйнарский | 13 | 160 | 59,85 | Кугитагский | 8 | 0 | 71,5 | | | 0 | |

По экспериментальным работам установлена зависимость магнитной восприимчивости от содержания магнетита (6, 1, 3), но при переходе на природные соединения она либо не подтверждалась, либо выражалась очень слабо. Это можно объяснить лишь тем, что отбор образцов производился из гетерогенных массивов или же с участков, подвергнутых различной степени изменениям. С целью уменьшения влияния на результаты исследований различных преобразований в породах для каждого интрузивного массива определялось среднее содержание кремнезема. Эти значения устанавливались на основании многочисленных химических

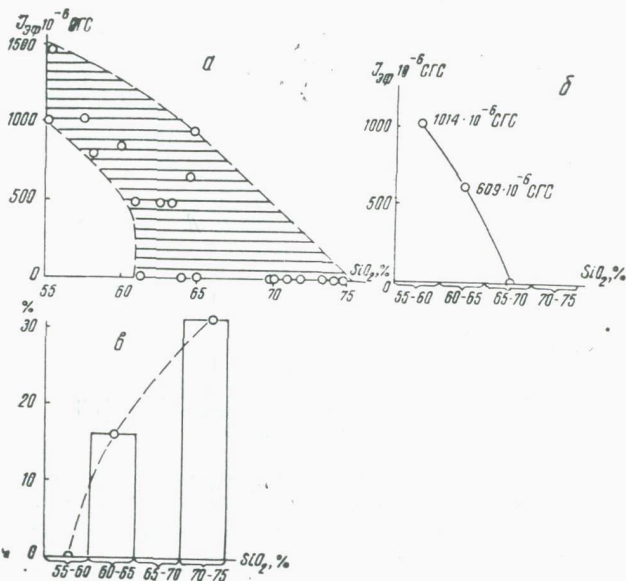


Рис. 1. Зависимость намагниченности горных пород от содержания кремнезема в Средне-Тяньшанской зоне.

a—содержание кремнезема в различно намагниченных интрузивах; *б*—график средней намагниченности интрузивных пород в зависимости от содержания кремнезема; *в*—гистограмма распределения немагнитных интрузий в зависимости от содержания кремнезема.

анализов образцов, отобранных из различных участков крупных интрузивных массивов (от 10 до 15 проб). Осредненные данные по содержанию кремнезема сопоставлялись с эффективной намагниченностью (таблица), которая определялась по формуле

$$I_{эф} = \frac{\Delta T a}{2} \quad (\text{по аэромагнитным измерениям интенсивности аномалий магнитного поля}).$$

Оказалось, что уменьшение содержания кремнезема соответственно увеличивает концентрацию элементов-магнитофоров.

Однако эта зависимость не прямая, а косвенная. Она обусловлена тем, что количеством кремнезема определяется петрографический состав, от которого и зависит намагниченность пород.

Один и тот же петрографический состав породы может характеризоваться различным соотношением ферромагнитных минералов, что является специфической особенностью структурно-геологических зон и провинций. Поэтому в различных геологических условиях одинаковые по петрографическому составу горные породы имеют различную эффективность намагничивания.

Учитывая гетерогенное образование интрузивных массивов в зонах Среднего и Южного Тянь-Шаня и их различную петрохи-

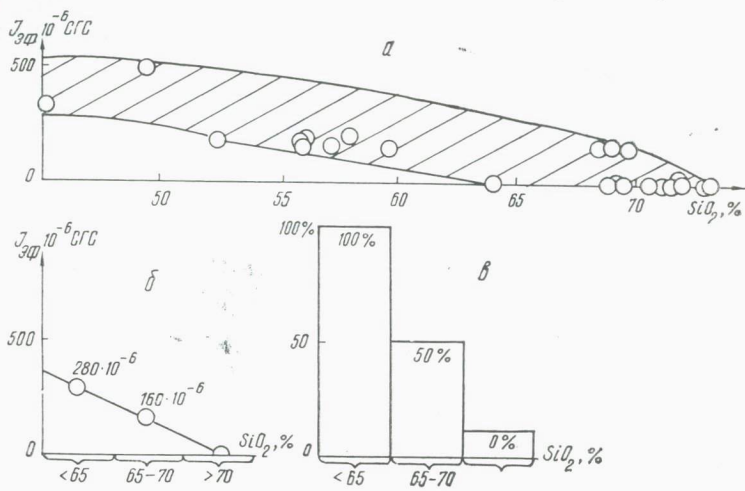


Рис. 2. Зависимость намагниченности интрузивных пород от содержания кремнезема в Южно-Тяньшаньской зоне.

а—содержание SiO_2 в интрузивных породах различной намагниченности; б—график средней намагниченности интрузивных пород в зависимости от содержания SiO_2 ; в—гистограмма распределения немагнитных интрузий в зависимости от содержания SiO_2 .

мическую специализацию, анализ результатов производился в каждой структурно-формационной зоне отдельно. Выявлено, что имеются связи между намагниченностью интрузивных пород и содержанием в них кремнезема. Эти связи подтверждены различными методами статистической обработки (рис. 1, 2) и позволили рассчитать следующие уравнения регрессии корреляционных зависимостей:

| Структурно-формационная зона | Уравнения регрессии | Коэффициент корреляции |
|------------------------------|---|------------------------|
| Средне-Тяньшанская | $SiO_2 \% = 69,33 - 0,013 (I_{эф} 10^{-6} \text{ СГС})$ | -0,80 |
| Южно-Тяньшанская | $SiO_2 \% = 72,63 - 0,035 (I_{эф} 10^{-6} \text{ СГС})$ | -0,98 |

Статистические связи между намагниченностью интрузивов и содержанием в них кремнезема проверены на примере Чаткальского массива, который не был включен в статистическую обра-

ботку и был специально оставлен для проверки надежности выявленных связей. В массиве содержание SiO_2 равно 63,4% (по 13 пробам), а эффективная интенсивность намагничения составляет $500 \cdot 10^{-6}$ СГС. Подставляя это значение в формулу $\text{SiO}_2\% = 69,33 - 0,013(500) = 62,83\%$ Средне-Тяньшанской зоны, в которой находится апробируемый массив, получается вполне удовлетворительная сходимость.

Выявленные статистические связи между намагниченностью интрузивных пород и содержанием в них кремнезема в пределах структурно-формационных зон, характеризующихся одинаковой петромагнитной зависимостью, открывают большие перспективы в использовании данных аэромагнитной съемки при оценке вещественного состава погребенных интрузивных массивов в пределах Среднего и Южного Тянь-Шаня.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бродская С. Ю., Грабовский М. В. Изучение процессов намагничивания однокомпонентных и двухкомпонентных горных пород. «Изв. АН СССР», серия геофиз., 1961, № 8.
2. Броштейн К. Г. О магнитной восприимчивости осадочных пород. Прикладная геофизика. Сб. статей, вып. 2, 1954.
3. Вейнберг А. К. Магнитные свойства диамагнитных и парамагнитных минералов. В кн. «Физические свойства горных пород и полезных ископаемых СССР», Изд-во «Недра», 1964.
4. Дортман Н. Б., Ляхович В. В. Зависимость магнитной восприимчивости глинтоидов от содержания в них магнетита. «Советская геология», 1966, № 1.
5. Нагата Т. Магнетизм горных пород. ИЛ, 1965.
6. Петрова Г. Н. Исследования порошкообразных магнетитов, «Изв. АН СССР», серия географ. и геофиз., т. XII, 1948, № 6.

УДК 551.7.022.4(575.16)

Д. М. Сургутанова

ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА БУРАТБУЛАКСКОЙ РИТМОСВИТЫ ВЕРХНЕГО ЛАНДОВЕРИ ГОР КАРАКЧАТАУ (ЮЖНЫЙ НУРАТАУ)

Буратбулакская ритмосвита верхней части верхнего ландовери прослеживается в виде двух полос северо-западного простирания, слагающих крылья Дарнсайской антиклинали. Подстилают ритмосвиту осадки сартбулакской, а покрывают отложения мулламалинской ритмосвиты (венлок). Граница между этими ритмосвитами проводится по смене комплексов граптолитов. Буратбулакская ритмосвита отличается от ниже- и вышележащих ритмосвит пестрым составом и окраской. Выделять в ней ритмопачки и проследить их по простиранию очень трудно из-за быстрой смены разных типов пород и фаций. Для нее характерны пестрая окраска пород, присутствие обрывков растительной ткани, следы пол-

зания червей (1, 2); переходный, по Н. М. Страхову (5), характер распределения малых элементов; преимущественно гидрослюдистый, с незначительной примесью каолинита, минеральный состав глинистой фракции этих пород.

Под фацией понимается геологическая среда и физико-географический ландшафт (3, 4). Мы выделили два фациальных пояса, в которых формировались исследуемые осадки. В их пределах установлены определенные фациальные зоны. Осадки буратбулакской ритмосвиты сформировались в морской шлировой формации в подводно-дельтовом и центрально-отстойном фациальных поясах. Первый сформировался у плоских берегов и включает в себя осадки подводнодельтовой обломочной и подводнодельтовой иловой застойной зон, развитых в районе Буратбулака и Ташбулака.

Подводнодельтовая обломочная зона характеризуется многократным линзовидным переслаиванием песчаников и алевролитов. Окраска их очень пестрая, с преобладанием аэроморфной. Мощность прослоев не превышает 30—50 см. Песчаники составляют 47,7—67,2%. По составу здесь выделяются полимиктовые и олигомиктовые, преимущественно кварцевые разности с цементом смешанного состава. Структура пород среднезернистая, псаммитовая, текстура беспорядочная. Обломки угловатые, средней окатанности. Сортировка зерен хорошая. Песчаники с поверхности интенсивно выветрены, трещиноватые. Более поздние процессы привели к залечиванию этих трещин кварцем, который затем был катаклазирован (рис. 1).

Алевролиты составляют 14—27%. Среди них выделяются слюдисто-кварцевые крупно- и среднезернистые разности и кварцевые — среднезернистые алевролиты, листоватослоистые, пестроокрашенные, горизонтально микрослойчатые. Обломочная фракция в них угловатая, интенсивно корродированная железисто-карбонатным цементом. Здесь нами собраны граптолиты *Monograptus corneoluscae*; *Monograptus priodon* (Bronn); м. ex. gr., *Cyrtograptus* sp., *Cyrtograptidae*, *Spirograptus spirolis* (Geinitz), подтверждающие верхнеландоверийский возраст (опр. О. Н. Халещкой).

Подводно-дельтовая застойная зона представлена линзовидно переслаивающимися мелко- и среднезернистыми алевролитами кварцево-слюдистого состава желтоватой, серой и буроватой окраски с преобладанием гидроморфной. Алевролиты мелко- и среднезернистые содержат до 20% пирита. В вышележащих породах присутствуют обломки пиритизированных алевролитов. В осадках этой зоны отмечается сложная косая микрослойчатость перекрестнодиагонального характера, которая подчеркивается более темными ожелезненными косослоистыми слоями в каждой серии (рис. 2). В осадках этой зоны установлено несколько повышенное содержание золота (6).

Центральностойный фациальный пояс включает осадки мелкозаливной и доннотечениевой фациальных зон. Для

них характерны волнистые и кривые границы косых серий. Наклон кривой слоистости направлен поперек береговой линии. Для отложений этого пояса характерны ритмично переслаивающиеся более грубые мусорные осадки (песчаники и алевролиты) с глинистыми.

Мелкозаливная обломочная зона представлена песчаниками и алевролитами. Песчаники олигомиктовые, кварцевые. Выделяются гравелитистые, среднезернистые, алевроитовые и алевролитистые разности. Это преимущественно средне- и тонкослоис-

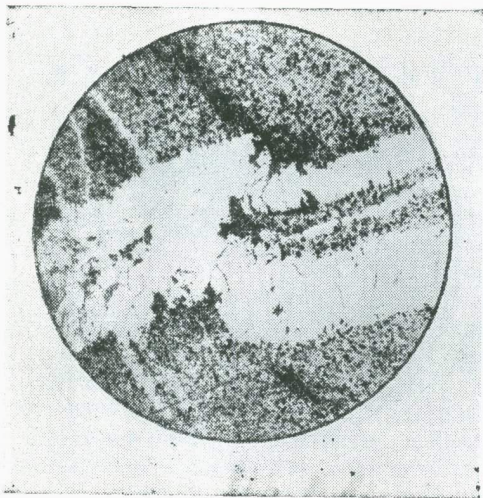


Рис. 1. Песчаник с прожилком кварца.

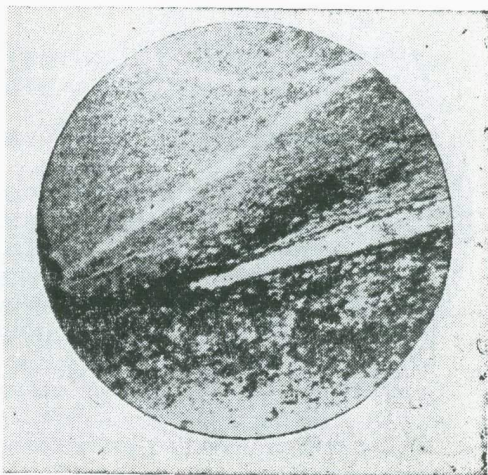


Рис. 2. Алевролит с кривой слоистостью.

тые зеленовато-серые плотные породы. Они интенсивно перекристаллизованы. Состав цемента кварц-серицитовый, железисто-хлоритовый и реже кальцитовый. Структура этих пород беспорядочно зернистая, текстура blastsаммитовая. Песчаники составляют от 14 до 46%. Алевролиты — пестроокрашенные породы, прослеживающиеся на десятки метров и переслаивающиеся с песчаниками. По составу они полимиктовые, слабопиритизированные. По химическому составу резко отличаются от песчаников увеличением окислов железа, с которыми, на наш взгляд, и связана первичная красная окраска некоторых прослоев алевролитов (7). Алевролиты микрогоризонтально-слоистые (рис. 3).

Доннотечениевая фациальная зона охватывает отложения верхнего ландовери, развитые в районе пос. Чашма. В удалении от берега среди отложений этой зоны преобладают сланцы с подчиненными прослоями силицитов. Характерны значительные количества пирита и органическое вещество. Окраска по-

род пятнистая, белесая, зеленая и черная. В сланцах этой зоны нами собраны граптолиты очень плохой сохранности и сильноперекристаллизованные, неопределимые органические остатки, выполненные новообразованным кварцем. Они представляют собой округлые образования до 2 мм, беспорядочно разбросанные по всей массе породы (рис. 4).

Среди сланцев доннотеченной зоны выделяются кремнистые и филлитовидные разновидности. Кремнистые сланцы тонкослоистые, черные и темно-серые, слабожелезистые и очень плотные. Мик-

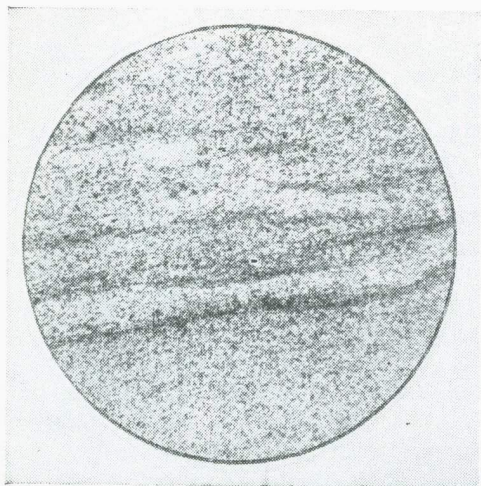


Рис. 3. Алевролит горизонтально слоистый.

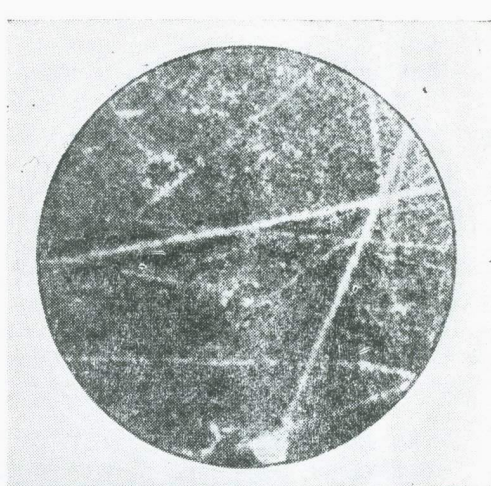


Рис. 4. Кремнистый сланец доннотеченной формационной зоны.

роскопически представлены почти непрозрачной массой, состоящей из смеси кварца и слабополяризующего глинистого вещества.

Филлитовидные сланцы желтовато- и темно-серые. По простиранию прослеживаются на десятки метров. Сложены преимущественно слабонераскристаллизованной массой серицита и глинистых частиц, параллельно ориентированных. Гидроокислы железа в виде пылеватых частиц покрывают основную массу породы. Химический состав осадков этой зоны отличается от отложений мелкозаливной зоны меньшим количеством окислов железа и алюминия. Золото в фациях этой зоны содержится в пределах кларка.

ЛИТЕРАТУРА

1. Мазаненко Н. А., Халецкая О. Н. Красноцветная формация силура Каракчатау. «Геология и разведка», 1967, № 4.
2. Мазаненко Н. А., Глейзер Л. М. Следы жизнедеятельности организмов в ордовикских и силурийских отложениях Тянь-Шаня. Палеонтолог. сб. № 8, вып. 1, Изд. Львов. ун-та, 1971.

3. Талиповкин Д. В. Учение о фациях (географические условия образования осадков), т. 1, М.—Л., Изд-во АН СССР, 1955.
4. Попов В. И. Опыт классификации и описания геологических формаций, Л., Изд-во «Недра», т. 1, 1966, т. 2, 1968.
5. Страхов Н. М. Распределение химических элементов в осадочных породах и принципы его истолкования. В кн. «Методы изучения осадочных пород», т. 2, М., Гостоптехиздат, 1957.
6. Сургутанова Д. М. О распределении золота в отложениях буратбулакской ритмоситы верхнего ландовери в районе гор Каракатау (Южный Нуратау), ДАН УзССР, сер. геол., 1972, № 10.
7. Сургутанова Д. М. Об окраске пестроцветных отложений силура Южного Нуратау. ДАН УзССР, 1971, № 9.

УДК 550.4(575.11)

**Р. М. Талипов, Р. А. Мусин, В. М. Глущенко, П. Нишанов, Д. Матчанов,
М. А. Самигджанова**

РЕЗУЛЬТАТЫ БИОГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В АЛМАЛЫКСКОМ РАЙОНЕ

В Алмалыкском районе биогеохимические исследования были начаты в 1960 г. Р. М. Талиповым под руководством И. Х. Хамрабаева и Д. П. Малюги. В результате этих исследований был выявлен ряд аномалий, подтвержденных затем горными выработками, но детальное их изучение проведено не было.

Биогеохимические и гидрогеохимические методы были апробированы на золоторудных площадях Западного Узбекистана, а с 1970 г. такие работы были поставлены в Алмалыкском районе на золоторудном месторождении Каульды, медном — в Южном Алмалыке, полиметаллических — Катранги и Мискан.

Гумус и растения на участках отбирались по профилям, ориентированным вкострости простираения Мисканского разлома и рудных зон по сетке 100×25 м и 250×50 м. Точки опробования выходили за пределы предполагаемых рудных зон. Здесь наиболее распространен миндаль, обладающий способностью концентрировать металлы. Это можно объяснить строением корневой системы, которая проникает глубоко до рудных тел и первичных ореолов рассеяния.

На основании проведенных исследований были установлены ореолы рассеяния меди, молибдена и других элементов, что подтвердило выводы Р. А. Мусина и Д. Матчанова о возможности распространения медно-молибденового оруденения на Южно-Алмалыкском участке.

Почвы в описываемом районе коричневые и сероземные, темные и светлые (Генусов, Кимберг и др., 1967). На рудопроявлениях Южный Алмалык и Катранги развиты коричневые почвы, сформированные из различных по составу магматических, осадочных и гидротермальных образований. Мощность четвертичных отложений вместе с почвенным слоем местами достигает и превышает 2—3 м.

Почвенный слой мы изучали в 5 точках различных участков. Были использованы данные химического и механического анализа Н. В. Кимберга (1967).

Коричневые почвы южноалмалыкского участка представлены в основном средними и легкими суглинками, на горизонте 142—177 см преобладают средние суглинки. По данным химических анализов (Кимберг, 1967), в коричневых почвах содержание кальция и калия заметно повышается в верхнем горизонте. Содержание магния повышено в горизонте 25—85 см, а в верхних его меньше, что свидетельствует о выносе магния из верхнего горизонта и накоплении его в илювиальном горизонте.

В Южном Алмалыке отбирались шлиховые пробы из тех же почвенных разрезов, по которым отбирались пробы для химического и механического анализов. Минералогический состав этих почв несложный. Здесь присутствуют кварц, калиевый шпат, биотит, мусковит, лимонит, циркон, роговая обманка, турмалин, эпидот, кальцит, хлорит, редко опал. Геохимический фон меди, свинца, серебра, молибдена, цинка на этих участках в 5—7 раз выше кларка (таблица).

Максимальное содержание меди, серебра и других элементов в почвах Южного Алмалыка отмечается в верхнем горизонте, а минимальное содержание металлов — в нижних горизонтах.

Медь. Геохимический фон в почвах на рудопроявлениях Южный Алмалык и Катранги составляет $7,4 \cdot 10^{-3}$ и $4,5 \cdot 10^{-3}\%$, это в 5,5—2,5 раза больше кларка ($2,0 \cdot 10^{-3}\%$). Максимальное содержание меди в перегнойном горизонте равно $2 \cdot 10^{-2}\%$, а в Катранги — до $8 \cdot 10^{-3}\%$, т. е. в 6—10 раз выше кларка. В глубоких почвенных горизонтах меди и других элементов в 10 раз меньше, чем в перегнойном горизонте. При поисках слепых рудных месторождений в этом районе необходимо использовать опробование перегнойного горизонта, если растительный покров отсутствует.

В районе проводилась металлометрическая съемка Н. Б. Вольфсоном с опробованием глубоких горизонтов, но не были выявлены все возможные выходы медной минерализации. Затем Р. А. Мусин и Д. Матчанов в этом районе дали дополнительные рекомендации по меди.

Цинк и свинец. Минимальное содержание цинка в почвах в горизонте ВС около $3 \cdot 10^{-3}$, свинца $8 \cdot 10^{-4}$, т. е. в 2 раза ниже кларка. Максимальное ($1,0 \cdot 10^{-2}$ и $4,0 \cdot 10^{-2}\%$) — в перегнойном горизонте. Здесь содержание свинца также уменьшается в нижних горизонтах.

Серебро. Так же, как и медь, свинец и цинк является характерным и распространенным элементом-индикатором на рудопроявлениях Алмалыка. Геохимический фон его в почвах Южного Алмалыка составляет $4,6 \cdot 10^{-5}\%$, а в Катранги — $4,8 \cdot 10^{-5}\%$ (в 4,8 раза больше кларка $1,0 \cdot 10^{-5}\%$). Максимальное содержание серебра ($3 \cdot 10^{-4}$) отмечено в гумусе Южного Алмалыка. Содержание серебра уменьшается от верхних горизонтов к нижним.

Фоновые и аномальные содержания элементов-спутников золоторудной и медно-молибденовой минерализации в почвах и растениях Алмалыкского района

| Генетический тип оруденения | Объект опробования | Медь (10^{-2} %) | | | | | | Серебро (10^{-5} %) | | | | | Свинец (10^{-3} %) | | | |
|------------------------------------|--------------------------|---------------------|---------|---------|---------|---------|---------|-------------------------|---------|---------|---------|---------|-----------------------|---------|---------|---------|
| | | СФ | Сан min | Сан max | К. Б. П | Ккан | Кчан | СФ | Сан min | Сан max | К. Б. П | Ккан | Кчан | СФ | Сан min | Сан max |
| | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Медно-молибденовый (Южный Алмалык) | Почва—гумусовый горизонт | 0,24 | 0,29 | 2 | — | 5,04 | 2,7 | 4,6 | 7,6 | 30 | — | 8,46 | 6,52 | 6 | 9,8 | 30 |
| | Зола | 2,2 | 3,45 | 6 | 2,87 | 3,04 | 2,73 | 6,8 | 14 | 40 | 1,48 | 4,6 | 5,88 | 8,3 | 19,5 | 60 |
| Медно-молибденовый (Сарычеку) | Почва гумусовый горизонт | 0,75 | 0,92 | 2,1 | — | 4,5 | 2,8 | | | | | | 5,4 | 8,1 | 11 | |
| | Зола | 1,1 | 3,3 | 5,4 | 1,5 | | | | | | | | 5,5 | 8,7 | 42 | |
| Скарновый (Катранги) | Почва гумусовый горизонт | 0,45 | 0,6 | 0,8 | — | 2,33 | 1,77 | 4,8 | 7,8 | 15 | — | 3,4 | 3,12 | 4,4 | 7,2 | 40 |
| | Зола | 1,2 | 2,2 | 6, | 2,77 | 5 | 4,8 | 5,2 | 13,5 | 40 | 1,08 | 5 | 7,69 | 6 | 21 | 61 |
| Генетический тип оруденения | Объект опробования | Цинк (10^{-2} %) | | | | | | Молибден (10^{-4} %) | | | | | | | | |
| | | К. Б. П | Ккан | Кчан | СФ | Сан min | Сан max | К. Б. П | Ккан | Кчан | СФ | Сан min | Сан max | К. Б. П | Ккан | Кчан |
| | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Медно-молибденовый (Южный Алмалык) | Почва—гумусовый горизонт | — | 6,31 | 5 | 1,25 | 2 | 4 | — | 3,66 | 3,2 | 4,4 | 5,75 | 20 | — | 11,55 | 4,54 |
| | Зола | 1,38 | 4,61 | 7,23 | 0,95 | 1,45 | 8 | 0,76 | 14,3 | 8,42 | 3,7 | 5,8 | 15 | 0,84 | 5,38 | 4,05 |
| Медно-молибденовый (Сарычеку) | Почва гумусовый горизонт | — | 5,9 | 4,8 | 1,5 | 2 | 5 | — | 3,1 | 2,8 | | | | | | |
| | Зола | 1,01 | | | 1 | 2 | 6,2 | 0,7 | | | 8 | 10 | 60 | | | |
| Скарновый (Катранги) | Почва гумусовый горизонт | — | 11,12 | 9,1 | 1,2 | 1,6 | 10 | — | 2,2 | 8,33 | 4,35 | 5,5 | 8 | — | 3,1 | 1,8 |
| | Зола | 1,36 | 3,6 | 10 | 1,2 | 2 | 10 | 1 | 9,77 | 8,33 | 3,4 | 5,5 | 10 | 0,8 | 3,16 | 2,94 |

Кроме перечисленных элементов, в почвах часто встречаются молибден, никель, кобальт, олово. Небольшая концентрация их также отмечается в перегнойном горизонте, располагающемся непосредственно над рудными слоями. Средняя контрастность биогеохимических ореолов в почвах меди, серебра и других элементов равна 3—6, максимальная достигает 11, 55.

Кроме гумуса, на этих же участках по тем же профилям отбирались пробы всех встречающихся здесь растений. Характерной особенностью растительного покрова является сочетание эфемерных и разнотравных пырейных сообществ на склонах различных экспозиций (Майлун, 1969).

Наибольшее число видов растений в этом районе приходится на семейства *Gramineae*, *Rosaceae*, *Compositae*, *Leguminosae*, которые представлены кустарниками миндаля, вишни, шиповника; полукустарниками *Artemisia tenuisecta*; эфемероиды и эфемеры-осочка, мятлик, кылжик, кастер и др.; травянистые растения — пырей волосоносный и другие.

Интерес для биогеохимических опробований представляют кустарники — миндаль, шиповник, жимолость, вишня красноплодная, фисташка и др.; полукустарники — полынь, зизифора; травы — душица, зверобой, девясил, янтак и др.

Среднее содержание металлов в растениях, произрастающих на трех участках, неодинаково. Концентрация металлов в растениях Южного Алмалыка в 2—3 раза больше, чем на Катранги и Сарычеку. Аномальное содержание металлов на этих участках тяготеет к выходам сиенито-диоритов на контактах их с карбонатными породами, со штоками гранодиорит-порфира и в зоне Мисканско-го разлома.

Содержание меди в золе растений Ю. Алмалыка и Сарычеку равно 220, 120 г/т; а аномальное в Ю. Алмалыке 300, 400, реже 6,0—8,0·10⁻²%. Медь распространена на участке около 0,3 км², одновременно встречаются аномалии молибдена, цинка, свинца и серебра. Эта площадь почти совпадает с выделенной ранее Р. А. Музиным и Д. Матчановым прогнозной площадью.

На участке Катранги аномалии меди слабые, здесь, в отличие от Южного Алмалыка, в растениях цинка (1,2·10⁻²%) почти в 1,5 раза больше, чем в Южном Алмалыке. Они в большинстве случаев развиты в зонах контакта карбонатов с гранодиоритами. Различные виды растений накапливают металлы по-разному, постоянными аккумуляторами металлов оказались кустарниковые (таблица).

Высокое содержание меди, серебра и других металлов обнаружено в эфедре и полыни. Для биогеохимических опробований могут представлять интерес все виды кустарников и полукустарников, так как они хорошо аккумулируют металлы и широко распространены в данном районе.

В растениях, произрастающих на сиенито-диоритах, больше свинца, меди, а в произрастающих на аляскитах, их меньше. Цинк хорошо концентрируется некоторыми кустарниками.

На основании изложенного можно сказать, что наиболее распространенными элементами на площади размещения медно-молибденового и скарново-полиметаллического оруденения являются медь, серебро, свинец, цинк, молибден, которые образуют аномальные концентрации на перспективных площадях и известных рудопроявлениях.

В данном районе биогеохимические методы по сравнению с металлометрическими более перспективны, так как их контрастность выше.

Контуры геохимических аномалий выше контуров, выявленных по гумусам.

В районах Катранги и Южного Алмалыка выявляются четкие биогеохимические аномалии меди, серебра, свинца, цинка и молибдена.

Содержания металлов в растениях и гумусах фиксируются над рудными телами.

Растениями-концентраторами являются миндаль, фиешташка, а элементами-индикаторами — серебро, свинец и медь, по которым легче всего улавливается расположение слепых, скрытых рудных тел.

Контрастность биогеохимических аномалий выше аномалий по гумусовому слою.

УДК /549.353.24+549.353.4/:553.493.5.053(375)

Е. Н. Скулов

О СВЯЗИ МИНЕРАЛИЗАЦИИ СУРЬМЫ С РЕДКОМЕТАЛЬНЫМ ПЕГМАТИТОМ

В Средней Азии существуют сурьмяно-ртутный и редкометальный пояса, различающиеся между собой как по типу месторождений, так и по ассоциациям свойственных им элементов: для первого характерны гидротермальные, кварцевые, кварц-карбонатные образования с сурьмой, ртутью, фтором, висмутом, свинцом, серебром и др.; для второго — пегматиты с оловом, железом, ванадием, танталом и др.

Металлогенетические связи между поясами не ясны, но они несомненно, существуют. Месторождения различных поясов содержат иногда одни и те же элементы и минералы.

Нами в зоне экзоконтакта редкометального пегматита, согласно залегающего в слюдястых сланцах верхнего силура, установлена минерализация сульфосолей сурьмы и самородного серебра.

Пегматит состоит из кварца (35%), клевеландита (40%) и микроклина (5%), а также содержит акцессорные сподумен, лепидолит и поллуцит. По классификации Н. А. Солодова (3), он относится к типу альбитовых со сподуменом.

В зоне экзоконтакта во вмещающих слюдястых сланцах отмечается окварцевание в виде мелких прожилков мощностью до 0,5 см. Кварц сливной, микрокристаллический и сопровождается

редкими включениями сульфосолей сурьмы и самородного серебра.

Сульфосолея представлена таблитчатыми кристаллами с хорошо развитыми гранями пинакоида, размеры кристаллов достигают $2 \times 1 \times 3$ мм. Цвет свинцово-серый, черта серовато-зеленая, блеск металлический, твердость около 2,5, излом неровный, спайность и штриховка довольно ясные в одном направлении (100). Удельный вес 5,7. Легко растворяется в HNO_3 и HCl , медленно — в KOH .

Рентгенограммы сульфосолей

| Образец | | Эталоны (В. И. Михеев, 1956) | | | |
|----------|------------|------------------------------|------------|-----------|------------|
| | | буланжерит | | джемсонит | |
| <i>l</i> | <i>d n</i> | <i>l</i> | <i>d n</i> | <i>l</i> | <i>d n</i> |
| 1—2 | 4,2 | 1 | 4,36 | 3 | 4,10 |
| 1 | 3,9 | | | 4 | 3,87 |
| 6 | 3,77 | 10 | 3,71 | 2 | 3,72 |
| 7 | 3,43 | 1 | 3,43 | 10 | 3,44 |
| 3 | 3,22 | 5 | 3,21 | 5 | 3,18 |
| 9 | 3,07 | 4 | 3,02 | 5 | 3,09 |
| 3 | 2,84 | 8 | 2,81 | 9 | 2,84 |
| 10 | 2,77 | | | 8 | 2,76 |
| 4 | 2,68 | 3 | 2,69 | 1 | 2,63 |
| 1 | 2,59 | 1 | 2,57 | | |
| 1 | 2,37 | 5 | 2,337 | 1 | 2,36 |
| 2 | 2,28 | 0,5 | 2,303 | 3 | 2,30 |
| 3 | 2,20 | 0,5 | 2,226 | 4 | 2,24 |
| 3—4 | 2,123 | 4 | 2,145 | | |
| 2 | 2,060 | 2 | 2,056 | | 2,06 |
| 5—6 | 1,988 | | | 4 | 2,02 |
| 7 | 1,878 | 7 | 1,861 | 1 | 1,866 |
| 4 | 1,800 | | | 4 | 1,797 |
| 3 | 1,734 | 6 | 1,737 | 1 | 1,725 |
| 1 | 1,703 | | | | |
| 1 | 1,669 | 2 | 1,657 | 1 | 1,661 |
| 2 | 1,599 | | | | |
| 1 | 1,533 | | | 0,5 | 1,521 |
| 1 | 1,459 | | | 1 | 1,457 |

Примечание. Излучение железное, $D = 57,3$ мм; $d = 0,4$ мм; 40 кВ; 1,5 мА. Центральная лаборатория МГУЗССР, аналитик В. А. Григоренко, 1971.

Перед паяльной трубкой легко плавится и образует королек свинца; с содой дает белый налет Sb_2O_3 .

Спектральным анализом установлены (%): Pb, Sb > 3; Bi — 2; Fe — 1; Mg, Sn, Cd — 0,01; Cu — 0,006; Ag — 0,0004; Ni — 0,0006.

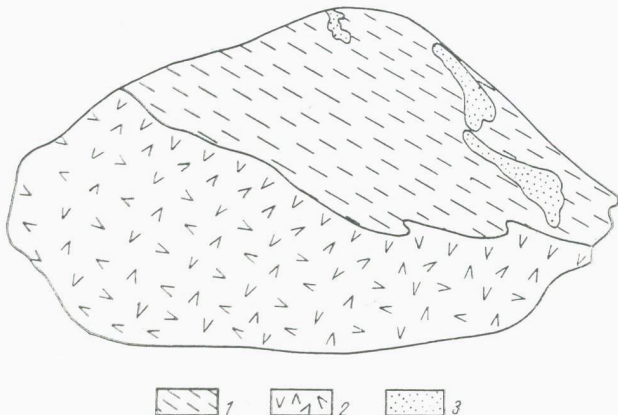
Согласно рентгенограмме (таблица) в пробе установлены джемсонит и буланжерит. Совместно с ними встречаются включения самородного серебра, которое представлено неправильными, реже каплеобразными выделениями размером до 1 мм в поперечнике.

Относительно генезиса этих минералов и связи с пегматитом возможны две точки зрения: образование при становлении пегма-

тита, или наложение их извне последующими процессами гидротермального минералообразования (рисунок).

В пользу последней говорит относительно близкое прохождение ртутно-сурьмяного пояса — 10—40 км. Однако наложение только в зальбанд пегматита, не затронувшее сам пегматит, и то, что кварцевые жилы, развитые вблизи его вне экзоконтакта, не содержат сульфосолей, привели к тому, что подобная кварцевая жила оказалась единственной, а десятки других однотипных — оказались безрудными.

В пользу первой точки зрения свидетельствует то, что вмещающие терригенные отложения силура содержат повышенное количество сурьмы, ртути, свинца и других элементов, что способствует



Зарисовка штуфа из экзоконтакта альбитового пегматита. Ув. в 2_{\times} раза.

1—сланец слоистый; 2—неравномернoзернистая зона пегматита: альбит, кварц, турмалин; 3—прожилки кварца с вкрапленностью сульфосоли сурьмы.

«возможности мобилизации отдельных компонентов из вмещающих пород в процессе их метаморфизации» (4).

Обнаружение этих минералов в экзоконтакте пегматита указывает на то, что пегматитовое тело можно рассматривать как небольшую интрузию, сопровождаемую контактовым воздействием на вмещающие породы (1, 2).

ЛИТЕРАТУРА

1. Бабаев К. Л. Генетические особенности гранитных пегматитов Средней Азии. В кн. «Минералогия и генезис пегматитов», М., Изд-во АН СССР, 1960.
2. Солодов Н. А., Кузьменко М. В. Пегматиты как модель магматического процесса. В сб. «Новые данные по минералогии, геохимии и генезису редкометалльных пегматитов». М., Изд-во «Наука», 1965.
3. Солодов Н. А. Научные основы перспективной оценки редкометалльных пегматитов. М., Изд-во «Наука», 1971.
4. Федорчук В. П. [и др.]. Металлогения ртути и сурьмы Тянь-Шаня. Фрунзе, Изд-во «Илим», 1968.

Б. Б. Василевский, А. Туресебеков

**К ГЕОХИМИИ ГЛАВНЕЙШИХ ЭЛЕМЕНТОВ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО
МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАРАХАНА (АЛМАЛЫК)**

Месторождение Карахана сложено осадочно-метаморфическими, карбонатно-сульфатными породами (D_2-C_1) и эффузивными образованиями акчинской свиты (C_{2ak}), прорываемыми сиенито-диоритами ($\Sigma\sigma C_2$).

Главные рудные минералы — пирит, магнетит, сфалерит, халькопирит и галенит, примерные количественные соотношения которых равны 10 : 4 : 3 : 2 : 1. Местами устанавливаются также скопления молибденита. Из нерудных минералов интересны кварц, пироксен, гранат, кальцит, ангидрит и таумасит. Рудные тела приурочены к тектоническим нарушениям, зонам контактов, изменяющимся алюмосиликатных и карбонатно-сульфатных пород. Устанавливается следующая последовательность: гранат, пироксен, магнетит, хлорит, кварц, ортоклаз, пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, ангидрит, кальцит и таумасит. Изучено распределение химических элементов в минералах месторождения (табл. 1—3).

Свинец представлен галенитом, а в качестве примеси — в сфалерите, халькопирите, пирите, магнетите и гематите (10—30 000 г/т), а также в ангидрите, кварце, хлорите, кальците и гипсе (10—800 г/т). Примесь объясняется в основном микровключениями галенита.

Цинк, кроме сфалерита, установлен в виде примеси в халькопирите, пирите, галените, магнетите и гематите, а также в хлорите, кварце, полевоом шпате и кальците. В халькопирите, пирите, магнетите и хлорите он частично входит в качестве изоморфной примеси. По П. Паулингу (4), изоморфизм меди и цинка объясняется близостью их ковалентных тетраэдрических радиусов (1,35 Å у меди и 1,31 Å у цинка). Присутствие цинка в хлорите обусловлено замещением магния, а в магнетитах — закисного железа с образованием франклининовой молекулы (1). Отношение цинка к свинцу в минералах (за исключением сфалерита и галенита) колеблется в пределах 1,1—1,2.

Медь, кроме халькопирита, установлена в рудных (100—30 000 г/т) и нерудных минералах. Главным концентратом и носителем меди является халькопирит (табл. 1). В исследованных минералах медь находится в основном в виде рассеянного халькопирита; частично она, возможно, замещает двухвалентное железо в соответствующих минералах.

Золото в рудных минералах содержится от следов до 2 г/т (табл. 2). Пирит является носителем и концентратом золота.

Серебро собственными минералами не представлено, а встречается в виде примеси в галените, сфалерите, халькопирите, пирите.

Содержание серебра, кобальта, никеля, меди, цинка, свинца и железа
по данным полуколичественного спектрального анализа (g/m)

| Минерал | К-во проб | Медь | Цинк | Свинец | Железо | Серебро | Кобальт | Никель |
|----------------|-----------|------------|------------|------------|-------------|---------|---------|--------|
| Магнетит | 9 | 50—600 | 300—2000 | 10—1000 | | 1—5 | | |
| | | 280 | 600 | 400 | | 1 | | |
| Гематит | 1 | 800 | 600 | 400 | | | | |
| | | 800 | 600 | 400 | | | | |
| Пирит | 19 | 100—30000 | 60—20000 | 300—20000 | | 1—100 | | |
| | | 490 | 3300 | 3900 | | 23 | | |
| Халькопирит | 6 | | 30—30000 | 20—20000 | | 1—40 | | |
| | | | 8400 | 8090 | | 16 | | |
| Сфалерит | 7 | 1000—30000 | | 6000—30000 | 30000 | 6—80 | 10—100 | 6—8 |
| | | 20100 | | 20900 | 30000 | 36 | 70 | 7 |
| Галенит | 6 | 400—20000 | 1000—30000 | | 6000—30000 | 60—600 | 8—20 | 6 |
| | | 8400 | 19000 | | 20700 | 307 | 6 | 1 |
| Хлорит | 1 | 80 | 400 | 20 | 30000 | | 20 | 20 |
| | | 80 | 400 | 20 | 30000 | | 20 | 20 |
| Кварц | 4 | 200—1000 | 60—200 | 20—800 | 6000—8000 | 1—4 | | |
| | | 500 | 110 | 250 | 7000 | 2 | | |
| Кальцит | 8 | 80—200 | 200 | 10—40 | 4000—30000 | 1 | 10 | 6 |
| | | 30 | 25 | 10 | 10200 | 0,4 | 1,2 | 0,8 |
| Кал. пол. шпат | 3 | 50—80 | 60—80 | 60—400 | 10000—30000 | 1 | 8 | 6 |
| | | 60 | 50 | 290 | 20000 | 0,3 | 5,3 | 4 |
| Ангидрит | 2 | 40—50 | | 10—600 | 4000—7000 | | | |
| | | 45 | | 305 | 5500 | | | |
| Гипс | 7 | 8—500 | | 10—300 | 1000—30000 | 1 | | |
| | | 80 | | 150 | 8400 | 0,14 | | |
| Гаумасит | 1 | 10 | | | 10000 | | | |
| | | 10 | | | 10000 | | | |

Примечание. В числителе — минимальное и максимальное содержание элемента, в знаменателе — среднее.

Содержание серебра и золота в минералах
(по данным пробирного анализа), г/т

| Минерал | Место взятия | | Ag | Au | Вмещающая порода |
|-------------|--------------|------------|------|-----|------------------------------------|
| | скважина | глубина, м | | | |
| Пирит | 655 | 29—31 | 24,0 | Сл. | Эффузивная |
| | 590 | 46 | 8,0 | 2 | Эффузивная окварцованная |
| | 598 | 50 | 5,0 | Сл. | Пиритизированный сиенито-диорит |
| | 654 | 47—155 | 13,0 | Сл. | Калишпатизированный сиенито-диорит |
| | 647 | 37—277 | 14,0 | 0,0 | Хлоритизированный сиенито-диорит |
| | 588 | 168—186 | 22,5 | 0,5 | Окварцованный сиенито-диорит |
| | 588 | 242—254 | 25,0 | Сл. | Сиенито-диорит с галенитом |
| | 654 | 341—367 | 12,0 | 0,0 | Хлоритизированный сиенито-диорит |
| | 593 | 330—379 | 33,0 | Сл. | Окварцованный сиенито-диорит |
| | 654 | 448—508 | 25,0 | 0,0 | Пиритизированный сиенито-диорит |
| Халькопирит | 593 | 195—212 | 18,0 | Сл. | Окварцованный сиенито-диорит |
| Магнетит | 657 | 540—580 | 14,0 | 0,0 | Калишпатизированный сиенито-диорит |

Таблица 3

Содержание никеля и кобальта в минералах
(по данным количественного спектрального анализа)

| Минерал | Место взятия | | Co | Ni | Co/Ni | Вмещающая порода | |
|-------------|--------------|------------|---------|-----|-------|---|------------------------------------|
| | скважина | глубина, м | | | | | |
| Пирит | 655 | 29—31 | 60 | — | 60 | Эффузивная | |
| | 590 | 46 | 200 | 17 | 12 | Эффузивная окварцованная | |
| | 598 | 50 | 300 | 100 | 3 | Пиритизированный сиенито-диорит | |
| | 654 | 47—155 | 400 | 90 | 4,4 | Калишпатизированный сиенито-диорит | |
| | 647 | 37—277 | 300 | 90 | 3,3 | Хлоритизированный сиенито-диорит | |
| | 588 | 168—186 | 240 | 54 | 4,4 | Окварцованный сиенито-диорит | |
| | 588 | 242—254 | 400 | 88 | 4,5 | Сиенито-диорит с галенитом | |
| | 654 | 341—367 | 370 | 60 | 6,1 | Хлоритизированный сиенито-диорит | |
| | 593 | 330—379 | 160 | 30 | 5,3 | Окварцованный сиенито-диорит | |
| | 654 | 448—508 | 200 | 54 | 3,7 | Пиритизированный сиенито-диорит | |
| | 657 | 521—538 | 450 | 200 | 2,2 | Сиенито-диорит с галенитом и сфалеритом | |
| | 657 | 582—592 | 200 | 43 | 4,6 | Калишпатизированный сиенито-диорит | |
| | 657 | 629—637 | 480 | 43 | 11,1 | Калишпатизированный сиенито-диорит | |
| | Магнетит | 598 | 50 | 70 | 80 | 0,87 | Пиритизированный сиенито-диорит |
| | | 654 | 47—155 | 50 | 95 | 0,5 | Калишпатизированный сиенито-диорит |
| | | 654 | 341—367 | 50 | 50 | 1 | Хлоритизированный сиенито-диорит |
| | | 654 | 448—508 | 55 | 90 | 0,6 | Пиритизированный сиенито-диорит |
| 657 | | 540—565 | 30 | 48 | 0,6 | Калишпатизированный сиенито-диорит | |
| 657 | | 565—580 | 42 | 68 | 0,6 | Хлоритизированный сиенито-диорит | |
| 657 | | 629—637 | 50 | 80 | 0,5 | Калишпатизированный сиенито-диорит | |
| Халькопирит | | 593 | 195—215 | 130 | 24 | 5,4 | Окварцованный сиенито-диорит |

те и магнетите (табл. 1, 2). Наибольшее содержание установлено в галените (в среднем 307 г/т). Галенит является основным концентратом серебра. Содержание серебра в рудных минералах в общем увеличивается от ранних (магнетит) к поздним (галенит), хотя и в меньшей степени, чем в тех же минералах месторождения Кургашинокан. Содержание серебра и золота в сульфидах месторождения Карахана совпадает с содержанием в медно-молибденовых объектах Алмалыкского района (3).

Кобальт и никель в основном (80%) находятся в пирите и магнетите (табл. 3). В распределении кобальта и никеля наблюдается прямая зависимость от содержания железа в минералах (табл. 1, 3) с уменьшением количества от более ранних к поздним. Минералы никеля и кобальта пока не обнаружены. Их присутствие в магнетите и сульфидах (пирите, халькопирите, сфалерите) объясняется частичным изоморфным вхождением (2). Содержание никеля и кобальта в минералах не зависит от глубины их образования. По высокому содержанию этих элементов месторождение Карахана ближе к медно-молибденовым, чем к скарново-полиметаллическим.

Распределение и поведение рудообразующих и редких элементов в основном определяется и регулируется поведением железа как резко преобладающего компонента.

Таким образом, месторождение Карахана является комплексным, перспективным на свинец, цинк, медь, молибден, серебро и золото.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бадалов С. Т. Минералогия и геохимия Алмалыкского рудного района. Ташкент, Изд-во «Наука» УзССР, 1965.
2. Бадалов С. Т., Поваренных А. С. О формах вхождения элементов-примесей в сульфиды. Минералогический сборник Гос. университета им. Ивана Франко, № 21, вып. 1, 1967.
3. Бадалов С. Т., Туресебеков А. Сравнительная геохимическая характеристика медно-молибденовых месторождений Алмалыкского рудного района (УзССР). В сб. «Геология, минералогия и геохимия рудных полей Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1970.
4. Паулинг П. Природа химической связи. М., Госхимиздат, 1947.

УДК 553.633/684+552.162(575)

В. Б. Шувалов

О РОЛИ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ОБРАЗОВАНИИ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ГРЕЙЗЕНОВОЙ ФОРМАЦИИ

Изучено несколько участков кварцево-грейзеновых тел и флюоритово-слюдяных метасоматитов. Два из них с молибденово-вольфрамово-бериллиево-литиево-фтористой минерализацией, приурочены к биотитовым гранитам (аляскитам) двух удаленных друг от друга интрузивов пермского интрузивного комплекса. В экзоконтактах этих интрузивов развиты доломитовые известняки и из-

вестняки С₁. Третий участок с молибденово-вольфрамовой минерализацией находится в роговообманково-биотитовых гранитах пермо-триасового интрузивного комплекса. Вмещающие интрузив породы сложены роговообманково-биотитовыми адамеллитами С₃.

Граниты, а также породы экзоконтактной зоны интенсивно разбиты трещинами, что благоприятствовало прохождению растворов, взаимодействию их с вмещающими породами и образованию рудных тел. Последние представлены кварцево-грейзеновыми жилами с молибденитом и вольфрамитом, залегающими в гранитах, и флюоритово-слюдяными метасоматитами с хризобериллом,

Расчет „баланса“ калия, натрия, рубидия, цезия, лития и бериллия

| Состав зон (породы) | Средняя мощность, м | Объем зон, 10 ⁶ м ³ | Вес пород зон | | Вес | |
|---|---------------------|---|-------------------|-------------|-------------------|-------------|
| | | | 10 ⁶ т | % | 10 ⁶ т | |
| | | | | | К | Na |
| Исходные породы — альбитизированные, слабо грейзенизированные граниты | | 500 | 1280 | 100 | 53 | 40 |
| Альбитизированные, слабо грейзенизированные граниты | 3 | 225 | 562,2 | 43,9 | 23,3 | 17,6 |
| Грейзенизированные граниты | 1 | 75 | 189 | 14,9 | 7,9 | 6,0 |
| Слюдисто-кварцевые грейзены | 1 | 75 | 199,5 | 15,6 | 8,3 | 6,2 |
| Кварцевые жилы | 0,4 | 30 | 77,4 | 6 | 3,2 | 2,4 |
| Всего | | 405 | 1027,9 | 80,4 | 42,7 | 32,2 |

* Вес элементов в гранитах, ранее занимавших эти объем кварцево-

бериллом, литийсодержащими слюдами, расположенными над грейзенами в экзоконтактной зоне среди скарнов или известняков. Вертикальный размах кварцево-грейзеновой минерализации — до 500 м, а флюоритово-слюдяных метасоматитов — до 160 м.

Масштабность развития грейзеновой минерализации на разных участках различна. Особенно значителен процесс грейзенизации на участке 2, где при протяжении до 250—300 м кварцево-грейзеновые тела расположены в 5—10 м друг от друга. Мощность кварцевых жил достигает 1,7 м, а грейзенов — 1,5 м и более.

Интенсивен и сам процесс грейзенизации, в ходе которого вмещающие граниты преобразовываются до кварцевых фаций, а бериллий, литий и другие редкие элементы, рассеянные в полевых шпатах, слюдах и аксессуарных минералах, выносятся растворами вместе с калием, натрием, алюминием и другими петрогенными элементами в экзоконтактную зону с образованием флюоритово-слюдяных метасоматитов.

Зональность кварцево-грейзеновых тел охарактеризована в табл. 1. Процесс грейзенизации на участках 1 и 2 проходил при активном участии фтора, содержание которого в грейзенах дости-

гает 5%. Основная же масса этого элемента сконцентрирована в экзоконтактной зоне во флюоритово-слюдяных метасоматитах, содержащих до 15,5% фтора.

Мощность флюоритово-слюдяных метасоматитов на участке 2 достигает 7 м, а протяженность — 300—400 м. Внешние зоны их представлены существенно полевошпатовыми породами с флюоритом и слюдой, а внутренние — флюоритово-слюдяными, иногда с топазом и другими минералами. Следует отметить хризоберилл и берилл, ассоциирующие с топазом, слюдой и флюоритом во флюоритово-слюдяных метасоматитах, залегающих в скарнах.

Таблица 1

при образовании кварцево-грейзеновых тел (на примере участка 2)

| элементов в зонах* | | | | Вынос элементов из зон | | | | | | | | | | | |
|--------------------|-----------|--------------|------------|------------------------|----------|----------|----------|----------|----------|-------------|-------------|-------------------|-----------|-------------------|------------|
| 10 ³ т | | | | % | | | | | | | | 10 ⁶ т | | 10 ⁴ т | |
| Rb | Cs | Li | Be | K | Na | Rb | Cz | Li | Be | K | Na | Rb | Cs | Li | Be |
| 1062 | 109 | 261,8 | 16,8 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 467 | 48 | 115,2 | 1,4 | -14 | -16 | Her | -14 | -6,5 | -47 | 3,2 | 2,8 | Her | 7 | 7,5 | 0,7 |
| 157 | 16 | 39,3 | 2,5 | -8 | -17 | -0,6 | -43 | -30 | -73 | 0,6 | 2,8 | 1 | 9 | 11,8 | 1,8 |
| 165 | 17 | 40,8 | 2,6 | -57 | -98 | -8 | -25 | -68 | -78 | 4,7 | 6,1 | 13 | 4 | 27,8 | 2,1 |
| 64 | 7 | 15,7 | 1,0 | -96 | -98 | -94 | -86 | -92 | -74 | 3,1 | 2,4 | 60 | 4 | 14,4 | 0,8 |
| 854 | 88 | 211,0 | 7,5 | — | — | — | — | — | — | 11,6 | 14,1 | 74 | 25 | 61,5 | 5,4 |

грейзеновых тел.

Изучение геохимии Be, Li и других элементов показало, что при образовании кварцевых фаций грейзенов в случае значительной масштабности и интенсивности процесса при активном участии фтора из гранитов происходит вынос лития и бериллия (табл. 1). Часть этих элементов осаждается из растворов в слюдяных фациях грейзенов в виде аксессуарного берилла или в составе литийсодержащих слюд, а также отлагается по трещинам в кварцевых жилах с образованием берилла и бертрандита.

Основная же масса Be и Li вместе со F, K, Na, Al, Rb, Cs и другими петрогенными и редкими элементами выносятся растворами в зону экзоконтакта и отлагается там в скарнах и выше, в известняках, с образованием флюоритово-слюдяных метасоматитов (табл. 2). Это подтверждается и уменьшением содержания лития в мусковите грейзенов (участок 2) и концентрацией его в слюдах флюоритово-слюдяных метасоматитов по сравнению с содержанием этого элемента в биотитах гранитов. В состав слюд грейзенов входят мусковит (участки 2, 3) или магнезиально-железистые слюды (сидерофиллиты, участок 1). Этим и объясняется

Содержание лития и бериллия в гранитах, грейзенах и флюорито-сланцевых метасоматитах, *гт*
(с учетом данных Козырева и др., Ю. К. Смолина и др., А. Каххарова)

| Порода | В породах | | | | | | В слюдах (Li) | | | | | | | | | | | |
|-----------------------------------|----------------------------|----------------------------|--|-----------------------------|-----------------------------|--|----------------------------|--------------------------|--|-----------------------------|----|------------------------------|---------|----|--|----------------------------|----|--|
| | 1-й | | | 2-й | | | 3-й | | | 1-й | | | 2-й | | | 3-й | | |
| | участки | | | участки | | | участки | | | участки | | | участки | | | участки | | |
| | Li | Be | | Li | Be | | Li | Be | | Li | Be | | Li | Be | | Li | Be | |
| Граниты | $\frac{116-117}{116,3(3)}$ | $\frac{8,3-13,0}{11,1(1)}$ | | $\frac{72-269}{204,5(1)}$ | $\frac{9,4-18,0}{13,2(4)}$ | | $\frac{20-34}{28,7(3)}$ | $\frac{2,7-4,4}{3,7(3)}$ | | $\frac{1200-3300}{2250(2)}$ | | $\frac{4800(1)}{4800(1)}$ | | | | $\frac{1277(1)}{1277(1)}$ | | |
| Грейзены | $\frac{820-2790}{1653(3)}$ | $\frac{1,6-3,1}{2,2(3)}$ | | $\frac{32-100}{66(2)}$ | $\frac{2,8-3,1}{3,0(2)}$ | | $\frac{160-470}{306,7(3)}$ | $\frac{4,3-9}{6,7(1)}$ | | $\frac{4800(1)}{4800(1)}$ | | $\frac{220-700}{460(1)}$ | | | | $\frac{900-1300}{1100(2)}$ | | |
| Флюоритово-сланцевые метасоматиты | $\frac{460-1400}{893(6)}$ | $\frac{22-1440}{707(12)}$ | | $\frac{2700-4800}{3500(2)}$ | $\frac{1100-2200}{1600(3)}$ | | — | — | | $\frac{1700-5100}{3400(2)}$ | | $\frac{3700-13000}{8350(2)}$ | | | | — | | |

Примечание. В числителе даны пределы содержания, в знаменателе — среднее значение, в скобках — число проб.

накапливание лития в магнезиально-железистых грейзенах участка I (табл. 2).

Слюды флюоритово-сланцевых метасоматитов представлены флогопитами, реже литийсодержащими мусковитами, литиевыми слюдами.

Расчеты показывают, что источником лития, бериллия и других петрогенных и редких элементов могут быть вмещающие редкометальные граниты, в 1 км^2 которых на глубину 500 м при указанных средних содержаниях элементов находится 261800 т лития, 16900 т бериллия и т. д. (см. табл. 1). Роль вмещающих пород как источника петрогенных и редких элементов и мобилизации их при различных метасоматических процессах (микроклизации, грейзенизации и т. д.) отмечают и другие исследователи (1—7).

Расчет «баланса» лития, бериллия, калия, натрия, рубидия и цезия (см. табл. 1) показывает, что образованию редкометальных месторождений грейзеновой формации способствует: 1) обогащенность вмещающих редкометальных гранитов F, Li, Be и другими элементами вследствие протекания более ранних метасоматических процессов площадного характера; 2) интенсивная дробленность пород, их высокая

трещиноватость и проницаемость для минералообразующих растворов; 3) большая масштабность и интенсивность процесса грейзенизации (окварцевания); 4) высокая активность фтора при извлечении и переносе ряда петрогенных и редких элементов; 5) наличие в экзоконтактной зоне интрузива карбонатных пород или интрузивных пород повышенной основности.

Процесс мобилизации элементов из вмещающих редкометаллических гранитов, особенно значительный по масштабности, следует ожидать на месторождениях штокверкового типа и в площадных зонах, где грейзенизацией или другими метасоматическими процессами переработаны огромные объемы пород.

Флюоритово-слюдяные метасоматиты образовались в результате выноса петрогенных и редких элементов из гранитов в зону экзоконтактов. Они представляют интерес как источники фтора, лития, бериллия, рубидия, цезия и других элементов. Выходя на значительное расстояние за пределы интрузива (30—100, реже 300—400 м, в других районах — на 1 км и более), они могут служить поисковым признаком для обнаружения кварцево-грейзеновых тел с молибдено-вольфрамовой минерализацией, залегающих в интрузивах, не вскрытых эрозией.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бадалов С. Т. Состав вмещающих оруденение пород как активный фактор концентраций вещества. В кн. «К геохимии и литологии Средней Азии (Материалы проблемной лаборатории осадочных формаций и осадочных руд)». Л., Изд-во «Недра», 1972.
2. Барабанов В. Ф. Генезис гидротермальных жил и проблема источника минерального вещества жил. «Вестник» ЛГУ», 1968, № 24.
3. Беус А. А., Диков Ю. П. Геохимия бериллия в процессах эндогенного минералообразования (на основе гидротермального эксперимента). М., Изд-во «Недра», 1967.
4. Беус А. А. К геохимии лития в процессах послемагматического метасоматоза. Труды ИМГРЭ АН СССР, вып. 7, 1961.
5. Куприянова И. И. О метасоматических образованиях месторождений мусковит-флюорит-бериллового типа. ЗВМО, 97, вып. 4, 1968.
6. Рундквист Д. В., Денисенко В. К., Павлова И. Г. Грейзеновые месторождения (онтогенез и филогенез). М., Изд-во «Недра», 1971.
7. Субботин К. Д., Ганзеева Л. В. Минералогические особенности бериллиеносных грейзенов одного из гранитных массивов Казахстана. В сб. «Минералого-геохимические и генетические особенности редкометаллических апогранитов», М., Изд-во «Наука», 1969.
8. Уколов М. М., Швец М. М. Об источнике бериллия грейзенов одного гранитного массива. В кн. «К вопросу об источнике вещества эндогенных рудных месторождений», Алма-Ата, 1970.

УДК 553.498(575.2)

С. Я. Клемперт, Д. А. Сахор, Э. М. Муратов

О ВИСМУТОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ПРОЯВЛЕНИЯ АНДАГУЛ (КиргССР)

Висмутоносность руд золотого проявления Андагул (Терек-Кассанский район) известна с 1970 г. (К. А. Абдрахманов) и объ-

яснялась наличием висмутита и вхождением висмута в структуру пирита. Минералогические исследования авторов (1969—1970 гг.) позволили выявить природу высоких содержаний висмута в рудах.

Месторождение сложено кварц-биотитовыми и биотитовыми сланцами с прослоями амфиболовых сланцев семизсайской свиты (R), прорванными интрузией кварцевых сиенито-диоритов (C₂). Незначительно распространены дайки гранит-порфиров и кварцевых диорит-порфиров (T₁).

Золотоносные тела линзовидной формы представляют собой сульфидизированные участки в крутопадающих зонах дробления широтного простирания, развитые в сланцах, кварцевых сиенито-диоритах и гипербазитах и отличаются переменными мощностью и протяженностью.

По составу руды золото-пирит-арсенопирит-халькопиритовые, висмутсодержащие. Большую их часть составляют пирит и арсенопирит; второстепенными и редкими являются халькопирит, сфалерит, марказит, блеклая руда, козалит, висмутин, висмут самородный, бурнонит и галенит. Очень редко в микроскопических количествах встречаются: самородное золото, пирротин, кобальтин, миллерит, виоларит, прустит, тетрадимит, теллуrowисмутит, сульфовисмутиды меди (?).

Текстура руд вкрапленная, прожилковая, гнездовая, катакласическая. Предрудные изменения вмещающих пород представлены березитизацией и лиственитизацией, что фиксируется осветлением пород. Кроме того, сланцы приобретают массивное сложение. Главнейшие минералы новообразований — кварц, серицит, карбонат и пирит.

Отложение золотого и висмутового оруденения связано с двумя стадиями гидротермального этапа: пирит-арсенопиритовой и халькопиритовой. Форма сульфидных агрегатов — вкрапленность, просечки, прожилки (до 5—6 см) и гнезда (до 10 см). Пирит с арсенопиритом резко преобладают и в отдельных участках составляют от 5 до 15%. Соотношение пирит:арсенопирит достигает нескольких десятков. Остальные сульфиды образуют микроворстки в главных. Пириты интенсивно раздроблены, а зоны дробления в них выполнены арсенопиритом и минералами халькопиритовой ассоциации. Содержание примесей в пиритах составляет (%): Bi — 0,032 (0,2—0,052), Au — до 1,5 г/т*, Ag — от 6 до 31,5 г/т, Se — 0,0021 (0,0008—0,003), Te — 0,0021 (0,009—0,0049), Sb — 0,007 (0,003—0,013), Cu — 0,085 (0,03—0,105), As — 0,01 (0,05—0,13), Mo — 0,008 (0,001—0,0016), Co — 0,030 (0,008—0,056), Ni — 0,013 (0,006—0,029). Преобладание кобальта над никелем — признак достаточно высокотемпературных условий кристаллизации. В заключительную фазу стадии отложилась небольшая часть са-

* Анализы пяти проб пирита выполнены в химической лаборатории САИГИМСа и Центральной химической лаборатории Министерства геологии УзССР.

морозного золота. Оно встречается в виде изометричных, округлых, каплевидных (0,0016 до 0,2 мм) и таблитчатых (0,02 × 0,008 мм) включений в пирите и в интерстициях его зерен, а также одиночных точечных включений в арсенопирите.

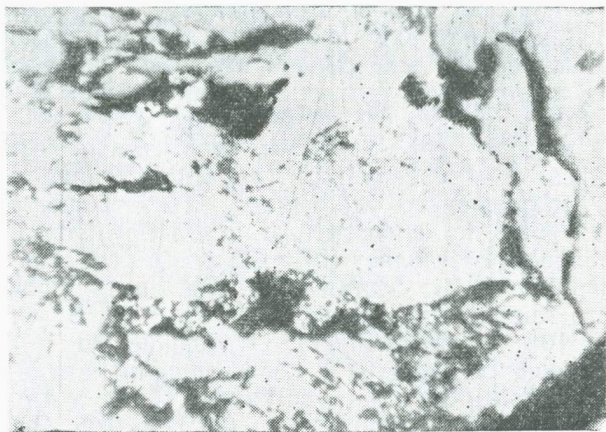
Сульфиды халькопиритовой ассоциации развиты незначительно, однако именно с ними связана большая часть самородного золота и висмутовой минерализации. Пространственно ранняя и поздняя сульфидные ассоциации совмещены и контролируются одной системой тектонических нарушений субширотного простирания. Жильные минералы — карбонат и кварц, сопровождающие оруденение, в количественном отношении уступают сульфидам — сфалериту, пирротину, минералам никеля, халькопириту, бурнониту и блеклым рудам. Заключают ряд минералы висмута и самородное золото. Ведущим среди минералов висмута является козалит (5—7%). Он представлен удлиненно-призматическими кристаллами, собранными в мелкие гнездовые агрегаты. R ~ 40—45%. Двухотражение в воздухе едва заметное, в иммерсии отчетливое, с цветным эффектом — зеленоватым (перпендикулярно удлинению) и кремовым (параллельно удлинению). Анизотропия отчетливая. Полируется хорошо, по относительному рельефу близок к галениту. Микротвердость составляет 107—162 кг/мм², средняя 140 кг/мм² (ПМТ-3, нагрузка 20 г). Состав минерала, по данным рентгено-спектрального микрозондирования (%): Pb — 40, Bi — 42, S — 16, Cu — 1,95 (±10% относительных). Отношение Pb:Bi составляет 1:1,050 и хорошо согласуется с достоверными анализами козалита (2). Содержание Au в нем составляет 14 г/т, а Ag — 4630 г/т. Спектрально установлены (%): Te — 0,06, Tl — 0,03, Mo, W — 0,01, Cd — 0,006, Sn — 0,003, In, Ga — 0,001. Присутствие в козалите примесей Cu, Ag может быть объяснено изоморфным замещением этими элементами свинца, а примесей теллура — серы (5). Рентгенограмма минерала сходна с эталонной (1, 5). Козалит развивается по трещинкам в пирите и арсенопирите, замещая их. Часты случаи разложения козалита с образованием галенита и самородного висмута (рис.), что связано со сменой окислительно-восстановительных условий (3). Ниже приводим рентгенограмму козалита рудопоявления Андагул.

| Образец 432 | | Образец 432 | | Образец 432 | | Образец 432 | |
|-------------|-----------------|-------------|-----------------|-------------|-----------------|-------------|-----------------|
| I | $\frac{d}{n^2}$ | I | $\frac{d}{n^2}$ | I | $\frac{d}{n^2}$ | I | $\frac{d}{n^2}$ |
| 6—7 | 4,2 | 10 | 2,96 | 5 | 1,890 | 6 | 1,390 |
| 4 | 3,98 | 3 | 2,81 | 6 | 1,795 | 2—3 | 1,345 |
| 6 | 3,77 | 2 | 2,73 | 4—6 | 1,747 | 6 | 1,328 |
| 4 | 3,61 | 1 | 2,596 | 5 | 1,734 | 4 | 1,292 |
| 10 | 3,43 | 6 | 2,263 | 2 | 1,589 | 3 | 1,243 |
| 7 | 3,30 | 3 | 2,152 | 2 | 1,495 | 4 | 1,212 |
| 1—2 | 3,17 | 4 | 2,101 | 2 | 1,445 | 3 | 1,140 |
| 3 | 3,09 | 8 | 2,040 | 3 | 1,415 | 2 | 1,072 |
| | | | | | | 4—5 | 1,050 |

Примечание. Рентгенограмма выполнена в Центральной лаборатории Министерства геологии УзССР (аналитик В. Григоренко).

Самородный висмут присутствует в виде мелких (0,002—0,03 мм), просечковых, каплевидных, изометричных с зубчатыми очертаниями включений в пирите, арсенопирите, пирротине, халькопирите, висмутине, бурноните, козалите и чаще всего в ассоциации с галенитом. Оптические свойства минерала стандартны. Микротвердость Н—19,8—28,6 кг/мм², Н_{ср}—24 кг/мм² (ПМТ-3, нагрузка 5 г).

Висмутин образует агрегативные включения аллотриоморфнозернистой структуры в нерудных минералах и развивается в межзерновых пространствах и трещинках пирита и арсенопирита.



Распад козалита (серое) на галенит и самородный висмут (светло-серое неоднородное). Аншлиф 434. Ув. 350*.

та. Количество его в отдельных образцах достигает 1%. Размер включений 0,1—0,8 мм. Форма таблитчатая и игольчатая. Часто ассоциирует с халькопиритом, реже с бурнонитом и тетрадимитом. Содержит включения самородного висмута. Состав висмутина по данным рентгеноспектрального микрозондирования: Bi—82%, S—18%.

Тетрадимит встречается редко, в виде мелких пластинчатых и листоватых включений размером 0,04 мм в пирите, бурноните, а также в сростаниях с пирротинном, галенитом, висмутином. В отраженном свете белый, R~45—50%. Двуотражение очень слабое; заметно только в масле. Анизотропия отчетливая; в иммерсии усиливается. Иногда содержит вростки более светлого, чем тетрадимит слабоанизотропного, недвуотражающего минерала, условно отнесенного к теллуру-висмутиту. Аналогичный парагенезис, возникший в результате распада твердого раствора $Bi_2Te_2S—Bi_2Te$, описан П. Рамдором (4). С халькопиритовой ассоциацией связано также отложение части самородного золота, сложных сульфидов

Pb, Sb и минералов никеля — миллерита и виоларита. Самородное золото обнаружено в виде включений в халькопирите (0,008 мм), на границе между пирротинном и халькопиритом (0,0016 мм), халькопиритом и висмутитом (0,002 мм). Сближенность во времени отложения самородного золота и минералов висмута — характерная особенность некоторых месторождений золота Средней Азии и Восточного Забайкалья, где в качестве спутников золота часто встречаются сложные сульфиды свинца, сурьмы и висмута (5).

Таким образом, повышенные концентрации висмута в рудах Андагула обусловлены присутствием собственно висмутовой минерализации, представленной козалитом, самородным висмутом, висмутином, тетрадимитом и сульфовисмутитами меди (?). Отложение их связано с поздним сульфидным комплексом, включающим самородное золото, минералы никеля и сложные сульфиды сурьмы и свинца.

ЛИТЕРАТУРА

1. Годовиков А. А., Федорова Ж. Н., Колонин Г. Р. О рентгенограммах минералов ряда $PbS-Bi_2S_3$. В сб. «Материалы по генетической и экспериментальной минералогии», т. V, Новосибирск, Изд-во «Наука», 1967.
2. Годовиков А. А. О роли меди и серебра в свинцово-висмутовых минералах. В сб. «Материалы по генетической и экспериментальной минералогии», т. VI, Новосибирск, Изд-во «Наука», 1971.
3. Колонин Г. Р. О структурах разложения свинцово-висмутовых сульфосолей. В сб. «Материалы по генетической и экспериментальной минералогии», т. III, Новосибирск, Изд-во «Наука», 1965.
4. Рамдор П. Рудные минералы и их сростания, ИЛ. 1962.
5. Сахарова М. С., Кривицкая Н. Н. Минералого-геохимическая характеристика $Pb-Sb-Bi$ сульфосолей из золоторудных месторождений Восточного Забайкалья. «Геол. руд. местор.», 1970, № 4.

УДК 550.4+552.323.2(575.11)

Д. С. Канаш

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФАЦИЙ ТРАХИАНДЕЗИТ-ДАЦИТОВОЙ ФОРМАЦИИ В МЕЖДУРЕЧЬЕ НАУГАРЗАН-КАНДЫР (УзССР)

Верхнепалеозойская трахиандезит-дацитовая формация (C_{2+3}) сопоставляется с породами минбулакской, акчинской и надакской свит. Фациальным анализом вулканитов установлено широкое распространение субвулканических экструзивных, жерловых, в меньшем количестве покровных фаций, к которым приурочены поля метасоматитов и рудная минерализация (1, 3, 4, 7).

Количественная оценка аксессуарных минералов в трахиандезит-дацитовых породах показала их неравномерное распределение.

Во всех фациальных разновидностях пород установлены: магнетит (гематит для покровных фаций), ильменит (до 1—2%), апатит, циркон, сфен, турмалин, ортит, реже пирит, галенит, барит, флюорит, рутил и др., что свидетельствует о повышенной общей

железистости пород, с которыми геохимически связаны некоторые рудные элементы: свинец, медь, цинк и др. Эти данные согласуются с результатами исследований А. В. Рабиновича и С. Т. Бадалова (5).

Породы трахиандезит-дацитовый формации (190 проб) изучались по специально разработанной методике с определением в них более 10 элементов (таблица). Золото в породах определялось ядернофизическим методом в Институте ядерной физики АН УзССР.

Математической обработкой имеющегося материала установлено, что распределение подавляющего большинства петрогенных окислов и отдельных элементов соответствует нормальному закону.

Медь присутствует во всех разновидностях пород трахиандезит-дацитовый формации в количествах, близких к кларку (≈ 35 г/т), а в отдельных случаях достигает 43 г/т. В трахиандезитовой субформации оно составляет от 34 до 70 г/т, а в трахидацит-андезитовой — 32,6 г/т.

Намечается тенденция увеличения содержания меди с увеличением общей железистости пород. Отклонения объясняются тем, что медь может в кислых разностях пород обособляться в виде сульфидных минералов и в самородном состоянии. В более основных породах она концентрируется в фемических минералах (амфиболах, биотите).

Подтверждается положение о связи концентраций меди в магматических породах с железом, известью и щелочами для всей Чаткало-Кураминской области (5, 6, 8).

Золото присутствует в породах трахиандезит-дацитовый формации в количествах от 0,1 до $7 \cdot 10^{-7}$ %, оставаясь в среднем около $1 \cdot 10^{-7}$ %. Распределение золота по фациям внутри формации проведено по 150 нейтронно-активационным анализам. Устанавливается резкое убывание концентраций золота в эффузивных и пирокластических фациях и возрастание содержаний до $4,5 \cdot 10^{-7}$ % в субвулканических и субинтрузивных фациях. Максимальные содержания золота (до $7 \cdot 10^{-7}$ %) приходятся на субвулканические фации трахиандезитовых порфиритов в бассейне р. Янгаклы, а также на силлообразные тела мелкопорфировых трахиандезит-дацитовых порфиритов в бассейне ручья Кочбулак и в правом борту ручья Нишбаш. Повышенные содержания золота связаны с пропилитизированными породами.

Серебро определено в количествах от 0,001 до 0,05 г/т (среднее 0,003—0,009).

Устанавливается прямая зависимость содержаний серебра и золота для пород субвулканических и субинтрузивных фаций, в то время как для пород эффузивных и экструзивно-пирокластических фаций такая зависимость не улавливается. В рудном процессе серебро и золото связаны с сульфидами.

Висмут выявлен в повышенных количествах почти во всех разновидностях пород. Его определение проводилось на установке ДФС-13. Чувствительность метода ($0,2 \cdot 10^{-4}$ %) недостаточна для

Средние содержания элементов-примесей в различных фациях пород, г/т

| Элемент | Трахиндезит-лацитовая формация | | | | | | Трахидацил-андезитовая формация | | |
|---------|--|--|--|--|--|------------------------------------|---|--------------------------------------|--|
| | трахидацил-трахиндезитовая субформация | | | | | | | | |
| | Гранодиорит-порфиры субвулканич. | Трахиндезит-лацитовые порфиры субвулканич. | Трахиндезитовые порфириты субвулканич. | Трахиндезит-лацитовые порфиры эффузив. | Трахиндезитовые порфириты субвулканич. | Трахиндезитовые порфириты эффузив. | Синенито-диориты субвулканич. интрузив. | Трахиндезитовые порфириты экструзив. | Трахиндезит-лацитовые порфиры субвулканич. |
| Cu | 38,3(19) | 32,6(3) | 43,3(6) | 35,0(13) | 34,0(10) | 43,7(29) | 70,0(1) | 32,6(3) | 32,6(54) |
| Pb | 38,3(19) | 20,0(3) | 35,0(5) | 37,5(13) | 33,8(10) | 45,2(49) | 38,0(1) | 38,6(8) | 39,0(54) |
| Zn | 39,6(19) | 57,3(3) | 85,0(5) | 65,0(6) | 60,0(5) | 112,0(23) | 90,0(1) | 86,7(6) | 57,0(48) |
| Au | 0,0035(9) | 0,0022(3) | 0,0072(7) | 0,0033(10) | 0,0019(9) | 0,0052(29) | 0,0044(7) | 0,0064(8) | 0,0096(54) |
| Ag | 0,0097(19) | 0,0098(3) | 0,00027(7) | 0,008(1) | 0,0038(10) | 0,0067(29) | 0,006(7) | 0,006(8) | 0,0098(49) |
| Mo | 0,1(19) | 0,08(3) | 0,04(7) | 0,06(10) | 0,07(10) | 0,08(29) | 0,09(7) | 0,3(8) | 0,08(52) |
| W | 0,4(12) | 1,6(3) | 0,42(5) | 0,46(9) | 3,5(5) | 0,4(12) | — | 0,42(5) | 0,58(19) |
| Ni | 5,5(17) | 10(3) | 7,9(8) | 5,1(16) | 5,4(10) | 11,4(29) | 8,0(7) | 9,9(8) | 13,2(59) |
| Co | 4,4(17) | 10(3) | 8,7(8) | 5,4(16) | 10,4(10) | 11,1(29) | 10,4(7) | 11,2(8) | 7,8(55) |
| Cr | 30,0(18) | 30(3) | 37,3(8) | 61,2(15) | 44,0(10) | 32,0(25) | 35,0(7) | 36,3(8) | 34,4(57) |
| V | 49,4(18) | — | 109,0(8) | 61,2(16) | 70,0(7) | 147(29) | 78,7(7) | 80,3(8) | 95,7(54) |
| Bi | 0,2(14) | 0,19(3) | 0,14(7) | 0,02(7) | 0,14(9) | 0,15(25) | 0,4(7) | 0,3(1) | 0,19(52) |

Примечание. В скобках показано количество проб.

определений средних содержаний висмута в породах (установлен лишь в 50% проб). Висмутом относительно обогащены породы субвулканического залегания. Влияние условий формирования вулканических пород на содержание в них висмута, видимо, объясняется высокой летучестью соединений этого элемента.

Никель, кобальт, хром, ванадий обнаруживаются во всех породах трахиандезит-дацитовый формации в количествах, близких к кларковым. Отмечается некоторое уменьшение их содержаний с увеличением кремнекислоты в породе. Устанавливается прямая зависимость их содержания от общей железистости пород.

Проведенные исследования показали, что с увеличением содержания SiO_2 в породе убывают концентрации Ni, Co, Cr, V, Cu, Ti, Mn, Zn, но незначительно возрастает количество Zr, Ba, Pb; содержание висмута в породах зависит от условий их формирования — в покровных фациях оно резко убывает, что объясняется, вероятно, его высокой летучестью, — тогда как в субвулканических образованиях количества его близки к кларковым.

ЛИТЕРАТУРА

1. Арапов В. А. Особенности герцинского вулканизма Кураминской подзоны. Сб. «Вопросы палеовулканизма Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1968.
2. Бадалов С. Т., Голованов И. М., Дунин-Барковская Э. А. Геохимические особенности рудообразующих элементов Чаткало-Кураминских гор, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1971.
3. Далимов Т. Н. [и др.]. Вулканогенные формации Узбекистана, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1971.
4. Канаш Д. С. Петрогеохимическая характеристика фаций трахиандезит-дацитовый формации в междуречье Наугарзан — Кандыр. «Узб. геол. ж.», 1972, № 5.
5. Рабинович А. В., Бадалов С. Т. К геохимии железа некоторых изверженных пород Карамазара и Западного Узбекистана, «Геохимия», 1969, № 5.
6. Рехарский В. И. Особенности распределения молибдена, урана, меди и других элементов в породах на примере юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1965, № 1.
7. Ткачев В. Н. [и др.]. Верхнепалеозойский вулканизм Чаткало-Кураминского региона и связь с ним полезных ископаемых, Материалы второго Среднеазиатского регионального петрографического совещания, Душанбе, Изд-во «Дониш», 1971.
8. Хамрабаев И. Х. Петролого-геохимические критерии рудоносности магматических комплексов, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1969.

УДК 549+551.311.231 (575.16)

А. А. Колдаев, Н. В. Котов, А. И. Пак, Т. И. Ясколко

БЕЙДЕЛЛИТ ИЗ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ГАББРОИДОВ БЕЛЬТАУ (ЗАПАДНЫЙ УЗБЕКИСТАН)

Среди глинистых минералов кор выветривания интрузивных пород Бельтау (хр. Кульджуктау) (1, 4) нами впервые выявлен алюминиевый монтмориллонит-бейделлит.

Бельтауский интрузив (2) сложен габброидами (vC_3) и гранитоидами (γP_1). Вмещающие их породы — верхнесилурийские карбонатные отложения. Мезозойская кора выветривания преимущественно распространена в юго-восточной и отчасти северо-западной частях интрузива.

Линейная кора выветривания развита по зонам дробления и графитизации постнижнепермского возраста. В профиле коры выделяются следующие зоны пород: неизменные, дезинтегрированные габброиды, хлорит-бейделлитовые, хлорит-сунгулитовые и хлорит-нонптонитовые. Последняя развита по дробленым и графитизированным габброидам.

Образования кор выветривания — трудно определяемые смеси различных глинистых минералов. Основным методом определения служила рентгеновская идентификация минералов. Кроме того, использовались оптические, электронномикроскопические и термические методы.

Среди новых минеральных образований выявлен бейделлит — один из главных порообразующих минералов зоны хлорит-бейделлитовых пород. Эти породы имеют серый, светло-серый с зеленоватым оттенком, бледно-зеленоватый цвет. Они сохраняют структурные и текстурные особенности неизменных разновидностей пород. В отличие от пород зоны дезинтеграции они не рассыпаются при ударе молотка на мелкие обломки в виде дресвы. Объемный вес этих пород 1,95—1,98 г/см³. Макроскопически заметно, что плагиоклаз, сохраняющий форму, замещается светлым глинистым минералом, тогда как темноцветные замещаются буровато-зелеными и светло-зелеными глинистыми минералами, которые удается выделить для специального изучения.

Дифрактометрическое исследование¹ глинистого минерала, разлагающегося по плагиоклазу, показало, что это монтмориллонит с небольшой примесью хлорита и серицита. На дифрактограмме ориентированного образца такого монтмориллонита (рис. 1, а) проявились наиболее интенсивные базальные рефлексы (001) — 12,8 Å, (002) — 6,21 Å, (004) — 3,10 Å. При гликоляции образца (рис. 1, б) они смещаются к 17,3; 8,51; 3,33 Å соответственно. Исследование образца, насыщенного $ZiCl$, отмытого от избытка этой соли и прокаленного при 250°, показало (рис. 1, в), что (001) монтмориллонита смещается к 10,0 Å, а при повторной гликоляции сдвигается к 17,3 Å (рис. 1, г). Описанный глинистый минерал по этим признакам следует отнести к монтмориллоноидам бейделлитового типа (5). В отличие от обычных монтмориллонитов, как известно, бейделлиты содержат алюминий как в четвертной (Al^{IV}), так и в шестерной (Al^{VI}) координации (3). Таким образом, плагиоклаз габбро в этой зоне в основном замещается бейделлитом. На электронномикроскопических снимках форма частиц

¹ Дифрактограммы получены на кафедре кристаллографии геолфака ЛГУ на установке ДРОН-1.

такого бейделлита расплывчатая, облаковидная, с завернутыми краями, что вполне типично для минералов группы монтморилло-

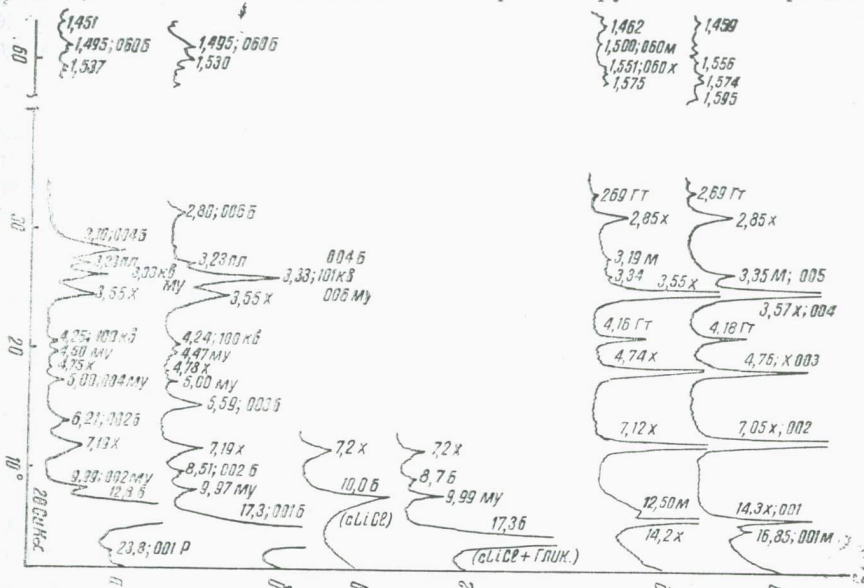


Рис. 1. Дифрактограммы различных минеральных образований продуктов коры выветривания.

а—бейделлит, развивающийся по плагиоклазу в хлорит-бейделлитовой зоне (обр. к 853) б—то же с гликолем; в—то же после насыщения LiCl и прокаливании до 250°; г—то же после гликоляции; д—хлорит, развивающийся по биотиту с примесью гетита, серицита, монтмориллонита, е—то же с гликолем.

Обозначения минеральных фаз: Х — хлорит, Б — бейделлит, МУ — мусковит, КВ — кварц, ПЛ — плагиоклаз, Р — ректорит (упорядоченный смешаннослойный слюда — монтмориллонит), ГТ — гетит, М — монтмориллонит.

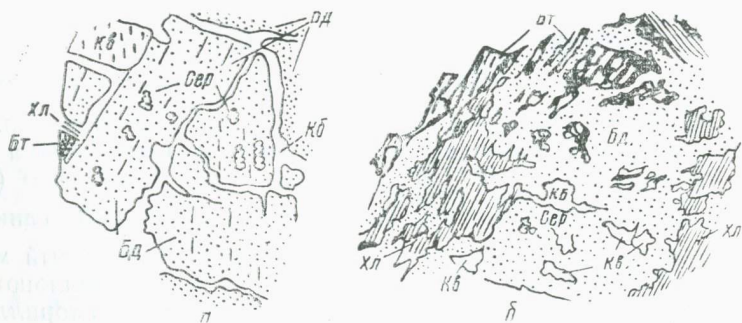


Рис. 2. Характер замещения бейделлитом плагиоклаза (а) и хлорита (б), ув. 20, николи +. Обозначения: Бд — бейделлит, Кв — кварц, Бт — биотит, Хл — хлорит, Сер — серицит, Кб — канадский бальзам.

нита. Примесь хлорита и серицита согласно визуальной оценке по дифрактограмме (рис. 1, г) суммарно составляет 10—15%.

Согласно дифрактограммам (рис. 1, а, б), бейделлит и хлорит относятся к ди- и триоктаэдрическому образованиям, поскольку их пики (060) расположены у $d(060)$ бейделлита = 1,495 Å и $d(060)$ хлорита = 1,551 Å.

Бейделлитизированный плагиоклаз сохраняет близкие к прямоугольным контуры зерен (см. рис. 2, а). Бейделлит образует тонкочешуйчатый слабодвупреломляющий агрегат ($N_g - N_p = 0,002 - 0,004$). Отдельные чешуйки его бесцветны, а их показатель преломления низкий $N = 1,531 \pm 0,002$. При интенсивной монтмориллонитизации бейделлит замещает не только плагиоклаз, но и хлорит, проникая в него по спайности, краям чешуек, трещинам (рис. 2, б).

Бейделлит в коре выветривания габброидов Бельтау имеет весьма широкое распространение. Он образовывался в участках, где движение грунтовых вод ограничено зонами дробления и где формировались застойные воды.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кромская К. М. Минералогия эндогенного никель-графитового месторождения Тасказган и геохимия отдельных элементов. Автореферат канд. дисс., Ташкент, 1971.
2. Лихойдов Г. Г. Геологическое строение и петрография Бельтауского габброидного массива в юго-западной части Центральных Кызылкумов. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1967, № 5.
3. Мак-Юан Д. М. К. Монтмориллонитовые минералы. В сб. «Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов», М., «Мир», 1965.
4. Пак А. И., Колдаев А. А. Особенности строения, состав и условия образования кор выветривания на основных породах хребта Кульджуктау (Центральные Кызылкумы). «Узб. геол. ж.», 1972, № 4.
5. Green-Kelly R. The identification of montmorillonoids in clays. The Journ. of the soil science. vol. 4, p. 2, 1953.

УДК 551.251+553.2(575.15+575.192)

Покровский А. В.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАМОРФОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ В ПАЛЕОЗОЙСКИХ ПОДВИЖНЫХ ЗОНАХ (НА ПРИМЕРЕ ЮЖНОГО УЗБЕКИСТАНА)

Проблема источников рудного вещества и роли различных геологических факторов в его концентрации все еще остается важнейшей в теории эндогенного рудообразования.

При металлогеническом анализе складчатых областей, в том числе и Средней Азии, Д. И. Щербаков (16) и другие исследователи наряду с «магматическим» фактором придавали важное значение первичной металлоносности геосинклинальных вулканогенно-осадочных толщ и возможности активизации и выноса из них рудных компонентов в процессе метаморфизма. К настоящему времени накопился огромный фактический материал, свидетельствующий о метаморфогенном характере многих месторождений различных полезных ископаемых (2, 10, 11, 13 и др.). Вместе с тем

утвердилось мнение, что метаморфогенное рудообразование свойственно главным образом докембрийским кристаллическим массивам щитов. В данной статье на примере Южного Узбекистана делается попытка показать, что оно играет существенную роль и в более молодых подвижных зонах.

Исследованная территория в герцинской тектонической структуре юга Средней Азии охватывает западную часть Южно-Гиссарской зоны и Гиссарский срединный массив (Байсунская зона), разграниченные краевым глубинным разломом, для которых характерны неоднократные и разнообразные проявления пегматитовой, скарновой и гидротермальной рудной минерализации, подчиняющейся определенной металлогенической зональности (6). Почти все эндогенные рудные формации этого региона многие исследователи связывают с гранитоидным магматизмом Южно-Гиссарской зоны (1, 4 и др.). Однако полученные результаты изучения метаморфических и магматических комплексов этих зон позволяют сделать несколько иные выводы.

Особенности геологического строения и истории развития рассматриваемой территории достаточно обстоятельно освещены в литературе (1, 3, 4, 6, 12 и др.). В связи с этим здесь отметим лишь, что кристаллический фундамент Гиссарского срединного массива и Южно-Гиссарская зона в целом, по полученным данным, представляют собой, в сущности, однотипные области завершенной складчатости, возникшие в результате инверсии соответственно каледонской и герцинской субгеосинклиналей. На примере этих двух областей, по глубине эрозионного среза дополняющих друг друга, представляется уникальная возможность рассмотреть особенности проявления процессов метаморфизма, магматизма и рудообразования в вертикальном разрезе земной коры данного структурного типа, по имеющимся данным (3, 7), до глубины 18—20 км. Верхнюю часть этого разреза, представляющего собой сводную колонку от зоны диагенеза до гранулитовой фации регионального метаморфизма, составляют средне-верхнепалеозойские вулканогенно-осадочные и интрузивные гранитоидные формации Южно-Гиссарской зоны, а нижнюю — докембрийский метаморфический комплекс кристаллического фундамента Гиссарского срединного массива. Связующим звеном между ними служит нижнепалеозойский метаморфический комплекс, обнажающийся в обеих этих областях.

На основании детального изучения строения, вещественного состава и условий формирования этих комплексов (7, 8) можно сделать заключение, что субгеосинклинальным зонам как определенному структурно-генетическому типу подвижных зон земной коры свойственен полный (завершенный) цикл процессов метаморфизма и ультраметаморфизма андалузит-силлиманитового типа (7). Прогрессивная его стадия начинается изохимическим (в отношении инертных компонентов) региональным метаморфизмом, который по мере развития прогиба обуславливает формирование полной метаморфической колонки от зоны диагенеза до гранули-

товой фации включительно. С момента образования пород гранулитовой фации (кинцигиты и др.), являющихся результатом своеобразного процесса «базификации» или «дегранитизации» (13), он сопровождается сопряженным все более и более интенсивным проявлением гранитизации в вышележащих толщах амфиболитовой и, частично, эпидот-амфиболитовой фаций. Она тесно связана с явлениями ультраметаморфизма (селективный анатексис, палингенез) и по мере снижения температуры растворов сменяется кислотным выщелачиванием. Интенсивность и масштабы проявления всех этих процессов, по нашему мнению, всецело определяются объемами пород, перешедшими в гранулитовую фацию, некоторое представление о которых для закрытых территорий вероятно можно получить по мощности «диоритового» слоя земной коры.

Из приведенных данных (табл. 1) следует, что регионально метаморфизованные породы различных фаций характеризуются крайне неоднородным распределением петрогенных компонентов, определяемым особенностями исходного их состава и последующего метаморфизма. На примере докембрийского метаморфического комплекса можно видеть, что только в переходной зоне от амфиболитовой к гранулитовой фации, при преобразовании биотитовых и силлиманит-биотитовых гнейсов в кинцигиты, происходит относительно обогатение их фемическими компонентами за счет выноса некоторой части щелочей, кремнезема и глинозема, возникающими в этот период гранитизирующими флюидами. Высвобожденные компоненты несомненно фиксировались в гранитизированных породах, что сопровождалось выносом из них избыточных количеств извести и фемических компонентов, о чем свидетельствуют наблюдаемые их соотношения. Общая тенденция этих изменений — нивелировка первичных неоднородностей химизма пород и стремление их к эвтектоидному составу, как петрохимической предпосылки проявления ультраметаморфизма.

Как было показано нами ранее (3, стр. 228—232), в этот период происходила также интенсивная дегидратация пород, в результате которой высвобождались громадные массы воды (до 41,5 кг на 1 м³ пород амфиболитовой фации) с образованием метаморфогенных растворов.

По результатам имеющихся у нас и других исследователей (5) многочисленных спектральных и химических анализов, указанные метаморфические преобразования пород обусловили мобилизацию и перераспределение не только петрогенных, но и рассеянных рудных элементов. Метапелитовые сланцы и гнейсы нашего региона обычно характеризуются повышенными содержаниями элементов группы железа, а также меди, цинка, свинца и некоторых других элементов, нередко превышающих кларки не только осадочных, но и базальтоидных магматических пород. Количества этих элементов в метавулканитовых амфиболовых сланцах и гнейсах также часто превышают норму. Например, для особенно интересующих нас в данном случае метапелитовых и метавулканитовых

Среднее содержание некоторых компонентов в метаморфических породах докембрийского комплекса Южного Узбекистана, вес. %

| Петрографический тип пород | Кол-во проб | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | CaO | MgO | Fe ₂ O ₃ | FeO | TiO ₂ | MnO |
|--|-------------|----------------------------|--------------------------------|--------------------------|--------------------------|--------------------------------|--------------------------|-------------------------|-------------------------|
| Гранат-силлиманит-кордиеритовые гнейсы (кинцигиты) | 10 | 65,70 (64,88— 83,32) | 15,05 (7,65— 21,80) | 1,17 (0,40— 3,60) | 2,58 (0,42— 6,37) | 1,78 (0,07— 9,29) | 4,66 (1,08— 8,0) | 0,70 (0,14— 1,05) | 0,07 (0,02— 0,23) |
| Силлиманит-биотитовые гнейсы | 34 | 66,70 (54,88— 79,39) | 15,46 (5,53— 21,80) | 0,94 (0,07— 2,70) | 2,45 (0,30— 5,61) | 1,22 (0,07— 4,08) | 4,24 (1,29— 8,00) | 0,71 (0,05— 1,20) | 0,07 (0,01— 2,70) |
| Биотитовые гнейсы | 49 | 68,89 (49,41— 77,17) | 14,93 (11,10— 22,73) | 1,59 (0,10— 3,64) | 1,92 (0,30— 5,19) | 0,75 (0,09— 2,49) | 3,51 (0,48— 5,67) | 0,59 (0,08— 2,40) | 0,05 (0,01— 0,15) |
| Средневзвешенный состав глиноземистых гнейсов | 93 | 67,74 | 15,09 | 1,31 | 2,18 | 1,03 | 3,90 | 0,64 | 0,06 |
| Гранитизированные гнейсы и гранито-гнейсы | 27 | 75,63 (70,98— 90,93) | 12,45 (9,58— 14,75) | 0,75 (0,28— 2,73) | 0,60 (0,06— 1,63) | 0,48 (0,02— 3,82) | 1,74 (0,64— 3,87) | 0,20 (0,07— 0,66) | 0,03 (0,01— 0,08) |
| Окварцованные гнейсы и метакварциты | 11 | 84,82 (72,30— 94,37) | 6,31 (2,17— 13,71) | 0,98 (0,20— 2,90) | 0,94 (0,30— 2,49) | 0,75 (1,13— 1,96) | 1,51 (0,45— 2,89) | 0,42 (0,23— 0,85) | 0,02 (0,01— 0,05) |
| Амфиболиты и роговообманковые гнейсы | 46 | 55,53 (38,82— 64,80) | 14,66 (10,38— 20,43) | 7,26 (1,49— 12,70) | 7,72 (2,15— 15,00) | 1,31 (0,06— 4,48) | 7,07 (3,30— 11,66) | 0,58 (0,09— 1,14) | 0,14 (0,02— 0,27) |
| Гранитизированные амфиболовые породы и тоналито-гнейсы | 18 | 59,88 (50,92— 64,0) | 14,92 (13,30— 19,31) | 6,30 (4,19— 7,90) | 4,45 (3,65— 5,90) | 0,71 (0,05— 1,66) | 5,64 (4,59— 6,57) | 0,53 (0,40— 0,80) | 0,09 (0,00— 0,26) |

Примечание. В таблице использованы результаты химических анализов автора, а также О. А. Шнипа (1966), В. А. Хохлова и др. (1967), в скобках указаны пределы содержания компонентов.

(2) пород амфиболитовой фации установлены следующие средние и максимальные (в скобках) содержания (г/т) главных рудных элементов (табл. 2).

Как видно из приведенных данных, среди этих пород вполне могли бы возникнуть метаморфические месторождения железа, титана, марганца, хрома и других полезных ископаемых, основу которых составляли бы первичные концентрации соответствующих элементов.

В этих породах возрастают количества литофильных микроэлементов, в частности галлия (до 200 г/т), циркония (до 350 г/т), иттрия (до 100 г/т), бериллия (до 200 г/т), олова (до 30 г/т) и

Таблица 2

| Порода | Fe | Ti | Mn | V | Cr |
|----------------------|--|--|---|-------------------------------|--------------------------------|
| Метапелитовые гнейсы | 37,4·10 ³ (127·10 ³) | 38,7·10 ³ (144·10 ³) | 460 (1,77·10 ³) | 75 (550) | 45 (350) |
| Амфиболиты | 647·10 ³ (122·10 ³) | 3,5·10 ³ (6,3·10 ³) | 1,1·10 ³ (2·10 ³) | 300 (3,3·10 ³) | 450 (1,57·10 ³) |

| Порода | Ni | Co | Cu | Pb | Zn | Mo | Be | Au |
|----------------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-----------------------------|------------|----------|-----------------|
| Метапелитовые гнейсы | 20 (300) | 8 (100) | 20 (50) | 20 (50) | 50 (600) | 0,8 (3) | 0,8 | 0,014 (0,02) |
| Амфиболиты | 70 (500) | 35 (500) | 70 (300) | 0,8 (60) | 200 (2·10 ³) | 1 (3) | 0,7 - | 0,10 (0,15) |

молибдена (до 3—5 г/т). Эта сепарация элементов достигает максимума в лейкократовых ультраметаморфических обособлениях — палингенных гранитах, и особенно автохтонных пегматитах, в которых, по данным В. Е. Головина, содержание, например, бериллия возрастает соответственно до 250—450 и 600 г/т (5). В ассоциации с ними нередко встречаются также метасоматические альбититы с редкоземельной минерализацией.

Как видно из вышеизложенного, из глубинных зон гранитизации, ультраметаморфизма и кислотного выщелачивания в вышележащие, слабее метаморфизованные толщи, выносились значительные количества элементов группы железа, золота и полиметаллов. Причем именно здесь зародившиеся в зоне дегранитизации надкритические щелочные флюиды при взаимодействии с вмещающими породами непосредственно перерастают в метаморфогенные рудообразующие растворы. Совершенно очевидно также, что обусловленная этими процессами сепарация рудных микроэлементов — главный фактор изначальной геохимической и металлогенической

специализации формации палингенных лейкократовых гранитов на бериллий, молибден, олово и, возможно, редкие земли.

Как полагают многие исследователи, проявления гранитизации и ультраметаморфизма сопровождаются значительным увеличением объема метаморфических толщ, что приводит к возникновению все возрастающих динамических напряжений под развивающимися прогибами и в конечном счете обуславливает их инверсию. Это подтверждается результатами и наших исследований (7, 8).

Характерным примером подобных образований может служить раннегерцинский Центрально-Гиссарской батолит интрагеоантиклинального поднятия Южно-Гиссарской зоны. Сложное метаморфогенно-магматическое формирование этого массива и интенсивное развитие щелочно-кремнекислого метасоматоза во внутренней зоне широкого (1,5—2 км) его приконтактового ореола убеждают в том, что на данном эрозионном срезе обнажается периферическая часть перемещенной области гранитизации и ультраметаморфизма. Поэтому не случайно здесь широко развиты формации редкометальных (Торт-Куйлюк, Карасу, Торан-Конак и др.), редкоземельных (Санга-Ассия и др.) и других пегматитов. В некотором удалении от них в пределах зоны проявления процессов кислотного выщелачивания появляются скарны с наложенным редкометальным, медным и полиметаллическим оруденением (Мезакиго и др.), а еще дальше — многочисленные проявления гидротермальной медноколчеданной, кварц-халькопиритовой и халькопирит-магнетитовой минерализации (Дондон-Чекап, Шахак и др.), размещающиеся среди слабометаморфизованных нижнекарбонатовых вулканогенно-осадочных отложений. Источником рудного вещества для них, по-видимому, служила подстилающая потенциально меденосная толща ортоамфиболитов нижнепалеозойского метаморфического комплекса, подвергавшаяся в это время интенсивной гранитизации.

Соотношения процессов метаморфизма и рудообразования на более высоких структурных уровнях можно рассмотреть на примере поздних периферических поднятий как Байсунской, так и Южно-Гиссарской зон. На современном срезе они сложены в основном метаморфическими толщами зеленосланцевой и филлитовой фаций, прорванными телами отчетливо магматических гранитоидов. Пегматиты и другие проявления гранитизации на этом уровне практически отсутствуют, но широко развиты различные продукты кислотного выщелачивания и сопряженного минералообразования. Особенно важную роль среди них играют разнообразные скарны с боровой (Обинауруз), редкометальной (Хурсантаг, Алмалы, Чилликсу и др.), железорудной (Маянд, Вобжак и др.) и полиметаллической (Чош, Чармагол и др.) минерализацией, которые возникли на «фронте базификации» и концентрировали значительную часть фемических и рудных элементов, выносившихся из более глубоких зон гранитизации. Пути проникновения метаморфогенных рудообразующих растворов чаще всего служили ослабленные контактовые зоны гранитоидных интрузий, о чем

свидетельствует преимущественная приуроченность к ним скарнов, формировавшихся как за счет вмещающих пород, так и самих гранитоидов. В пределах этих поднятий довольно обычны также проявления грейзено-касситеритовой (Обинауруз и др.), грейзено-молибденитовой (Обизаранг и др.), а также кварц-вольфрамитовой, кварц-молибденитовой, кварц-магнетитовой, золоторудной (Мачетли, Чарнова и др.) и другой гидротермальной минерализации, возникновение которых, несомненно, обусловлено непосредственным продвижением фронта кислотного выщелачивания до данного структурного уровня. Проявление кварц-молибденитовой минерализации, по-видимому, происходило уже в близкповерхностных условиях, о чем свидетельствует ее наличие в нижнепермских субвулканических телах гранит-порфириров, постинверсионной стадии развития Южно-Гиссарской зоны.

Таким образом, в инверсионную стадию развития прогибов формируется мощная метасоматическая колонка с отчетливой вертикальной зональностью, обусловленной закономерной сменой процессов гранитизации, кислотного выщелачивания и низкотемпературного гидротермального минералообразования и охватывающей практически всю колонку фаций регионального метаморфизма. По мере роста поднятий и снижения изоград прогрессивная стадия метаморфического цикла сменяется регрессивной, в которую область проявления кислотного выщелачивания и гидротермального минералообразования постепенно смещается во все более глубокие зоны, и они все более приобретают характер диафтореза.

Как видно из вышеизложенного, процессы метаморфизма, особенно гранитизация и кислотное выщелачивание, являются мощными факторами мобилизации, миграции и переконцентрации рудного вещества в земной коре, а метаморфогенное рудообразование в субгеосинклинальных зонах играет решающую роль. В частности, значительная часть рудных формаций, ранее обычно связывающихся с проблематичными глубинными гранитоидными «магматическими очагами» в действительности имеет метаморфогенный характер, поскольку эти «очаги», в прежнем их понимании, практически не существуют, а их функции выполняют глубинные зоны гранитизации и ультраметаморфизма. Мы не касались здесь оруденения, генетически связанного с конкретными гранитоидными интрузивными комплексами, петролого-геохимические критерии рудоносности которых достаточно разработаны (21). Однако, поскольку сами гранитоиды в таких зонах имеют ультраметаморфическое происхождение, а петрохимические и геохимические их особенности определяются составом материнских метаморфических пород, связанное с ними рудообразование в конечном счете, вероятно, также можно рассматривать как метаморфогенное.

Результаты проведенных исследований свидетельствуют о преимущественно местном (коровом) происхождении гранитизирующих флюидов и постепенном перерастании их при взаимодействии с вмещающими толщами в метаморфогенные рудообразующие растворы. Характер и интенсивность обусловливаемого ими мине-

ралообразования на более высоких структурных уровнях, очевидно, всецело определяются спецификой метаморфических процессов в глубинных зонах, а его состав — геохимическими особенностями геосинклинальных толщ, подвергавшихся метаморфизму (9, 14). При этом, как центральные интрагеоантиклиналы, так и поздние периферические поднятия в подвижных зонах данного типа развиваются в сущности по единому плану с формированием аналогичных колонок метасоматических и рудных формаций в связи с последовательным продвижением фронтов гранитизации, ультраметаморфизма и кислотного выщелачивания. Наблюдающаяся неоднородность распределения оруденения в их пределах, в частности преимущественная приуроченность к первым пегматитовых, а ко вторым — скарновых и грейзеновых формаций (6), объясняется различными глубинами их эрозионного среза. Из сказанного следует, что полноценный прогнозно-металлогенический анализ подобных регионов не мыслим без выявления хотя бы главнейших закономерностей проявления в них метаморфизма.

Затронутые вопросы конечно не охватывают всего многообразия взаимоотношений процессов метаморфизма, гранитоидного магматизма и оруденения. Но мы прежде всего стремились показать, что назрела необходимость пересмотра с позиций метаморфогенного рудообразования металлогении не только докембрийских кристаллических массивов (2), но и палеозойских подвижных зон.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баратов Р. Б. Интрузивные комплексы южного склона Гиссарского хребта и связанное с ними оруденение. Душанбе, Изд-во «Дониш», 1966.
2. Белевцев Я. Н. Особенности металлогении Украинского шита. В кн. «Проблемы изучения геологии докембрия». М., Изд-во «Наука», 1967.
3. Глубинное строение территории Узбекистана. Ташкент, Изд-во «Фан», 1971.
4. Исамухамедов И. М. [и др.]. Главнейшие особенности металлогении и магматизма Гиссарского хребта. В кн. «Основные проблемы металлогении Тянь-Шаня». Фрунзе, Изд-во «Илим», 1970.
5. Мирходжаев И. М., Хохлов В. А. Некоторые аспекты перспективности отложений метаморфического комплекса. Тр. ТашПИ, вып. 52, 1968.
6. Панкратьев П. В., Покровский А. В., Михайлова Ю. В. Регионально-металлогеническая зональность и главнейшие рудные формации Южного Узбекистана. В кн. «Основные проблемы металлогении Тянь-Шаня», Фрунзе, Изд-во «Илим», 1970.
7. Покровский А. В. Некоторые особенности проявления метаморфизма в субгеосинклинальных подвижных зонах (на примере Южного Узбекистана). В кн. «Геология, минералогия и геохимия Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1972.
8. Покровский А. В. К вопросу о гранитоидных «магматических очагах», и связанном с ними оруденении. В кн. «Итоги петро-металлогенических исследований». Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1972.
9. Попов В. И. Баланс химических элементов в земной коре и его значение для поисков полезных ископаемых. «Зап. Узб. отд. ВМО», вып. 15, 1963.
10. Проблема метаморфогенного рудобразования. Киев, Изд-во «Наукова думка», 1969, 1972.
11. Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л., Изд-во «Наука», 1970.

12. Рубанов Д. А. Краткий очерк геологического строения Западного Гиссара. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1968.
13. Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Изд. ЛГУ, 1964.
14. Тугаринов А. И. О причинах формирования рудных провинций. В кн.: «Химизм земной коры», т. 1, М., Изд-во АН СССР, 1963.
15. Хамрабаев И. Х. Петролого-гесхимические критерии рудоносности магматических комплексов. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1969.
16. Щербаков Д. И. О металлогении Средней Азии в свете новых теоретических воззрений. В кн. «Проблемы геологии Средней Азии и Казахстана», М., Изд-во «Наука», 1967.

УДК 550. 85+550.42+552.321.2(575.11)

И. М. Голованов, А. Я. Гадаев

РУДО- И ПЕТРОГЕННЫЕ КОМПОНЕНТЫ АЛМАЛЫКСКОГО И ТЕКЕЛИЙСКОГО СИЕНИТО-ДИОРИТОВЫХ ИНТРУЗИВОВ В ЧАТКАЛО-КУРАМИНСКИХ ГОРАХ (УзССР)

При изучении потенциальной металлоносности интрузивных массивов важно знать распределение рудных элементов и формы их связи с петрогенными компонентами и породообразующими минералами. Интрузивные массивы могут служить полным или частичным источником рудных элементов, концентрируемых гидротермально-метасоматическими процессами в рудные скопления.

Изучено два интрузивных массива сиенито-диоритового (монцитонидного) состава — Алмалыкский и Текелийский. Алмалыкский массив площадью около 80 км² расположен на северном склоне Кураминского хребта в пределах одноименного рудного района, занимая площадь междуречья Каракия и Саукбулак. Массив детально освещен в литературе (1—3, 5—9 и др.). Интрузив прорывает эффузивы Д₁, карбонатную толщу Д₂—С₁ и прорывается гранодиорит-порфирами Р₁. Возраст его неоднозначен: С₁—2 или С₃—Р₁. Среди большого разнообразия фациальных разновидностей пород массива доминируют сиенито-диориты, монцитониты, диориты и кварцевые сиениты.

Текелийский штокообразный интрузив площадью около 6 км² расположен в юго-западных отрогах Чаткальского хребта, в бассейне правых притоков р. Аксакаты (саи Текели и Арпатакты). В литературе описан недостаточно (1, 2, 4). Интрузив прорывает толщу андезитовых и андезито-дацитовых порфиритов и туфов. По возрасту относится к С₂ или С₃. Массив имеет сложный петрографический состав, преобладают сиенито-диориты, реже встречаются монцитониты, сиениты, диориты и щелочные габброиды.

Алмалыкский массив известен прежде всего своими меднопорфировыми (молибденово-золото-медными) месторождениями. В Текелийском интрузиве также имеются предпосылки нахождения меднопорфировых руд (4). Петрогенные компоненты Алмалыкского массива изучены достаточно хорошо (2, 3, 5, 6, 8), несколько хуже исследовано распределение в нем рудных элемен-

тов. Авторы изучили распределение элементов в массивах, сопоставили набор петрогенных и рудогенных компонентов и выявили связи между ними. Были отобраны по разрезам в наиболее неизменных участках пробы на поверхности массивов: 140 проб в Алмалыке и 120 в Текели; выполнены химический силикатный анализ (лаборатория ИГиГ АН УзССР и Чаткальской ГРЭ и Центральная лаборатория МГ УзССР), количественный спектральный анализ в ЦЛ МГ УзССР на Cu, Co, Ni, Ti, V, Pb, Zn, атомно-аб-

Таблица 1

Статистические характеристики усредненного химического состава Алмалыкского и Текелийского интрузивных массивов.

(\bar{X} — среднее арифметическое, S — стандартное отклонение, V — коэффициент вариации)

| Статистики | Массив | % | | | | | | | | |
|------------|---------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|------|-------------------|
| | | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O |
| \bar{X} | Алмалык | 54,73 | 0,63 | 17,33 | 3,08 | 3,09 | 0,11 | 3,17 | 4,08 | 3,29 |
| | Текели | 55,31 | 0,85 | 18,27 | 2,55 | 3,21 | 0,09 | 2,68 | 5,27 | 3,53 |
| S | Алмалык | 3,00 | 0,25 | 1,37 | 0,92 | 1,13 | 0,04 | 1,46 | 1,55 | 0,54 |
| | Текели | 7,27 | 0,37 | 3,21 | 1,42 | 1,61 | 0,06 | 2,29 | 3,10 | 0,77 |
| V | Алмалык | 0,05 | 0,40 | 0,08 | 0,30 | 0,37 | 0,36 | 0,46 | 0,38 | 0,16 |
| | Текели | 0,13 | 0,43 | 0,08 | 0,56 | 0,50 | 0,67 | 0,85 | 0,59 | 0,22 |

| Статистики | Массив | % | | g/m | | | | | | | |
|------------|---------|------------------|-------------------------------|-------|-------|------|------|------|-------|-------|------|
| | | K ₂ O | P ₂ O ₅ | Cu | Zn | Pb | Co | Ni | V | Cr | Mo |
| \bar{X} | Алмалык | 4,57 | 0,40 | 78 | 74,0 | 24,0 | 17 | 21 | 142 | 43 | 1,8 |
| | Текели | 3,73 | 0,42 | 146 | 86 | 42 | 17 | 19 | 237 | 30 | 1,5 |
| S | Алмалык | 0,83 | 0,12 | 37,5 | 24,3 | 16,0 | 8,0 | 28,2 | 72,9 | 35,14 | 1,3 |
| | Текели | 1,46 | 0,26 | 142,7 | 150,0 | 17,1 | 9,5 | 13,5 | 157,1 | 36,3 | 2,4 |
| V | Алмалык | 0,18 | 0,30 | 0,48 | 0,34 | 0,67 | 0,46 | 1,36 | 0,51 | 0,82 | 0,72 |
| | Текели | 0,39 | 0,62 | 0,97 | 1,74 | 0,41 | 0,56 | 0,71 | 0,66 | 1,22 | 1,60 |

сорбционный спектральный анализ на Cu (ИГиГ АН УзССР Гадаев А. Я.) и химический анализ на Mo (ЦЛ МГ УзССР) (табл. 1).

Обработка данных методами математической статистики проведена в РВЦ ЦСУ УзССР по программе множественной корреляции с вычислением уравнений парной и множественной регрессии и выводом оценок парных, частных и множественных коэффициентов корреляции. Распределение в породах рудных элементов обычно не противоречит логнормальному закону.

Сравнение Алмалыкского и Текелийского массивов (табл. 1) показывает как черты сходства, так и отличия. Оба массива сходны по содержанию кремнезема, сумме феррических компонентов, щелочей и по степени окисленности железа. Однако Текелийский массив отличается повышенным содержанием глинозема, окисей кальция и натрия (а также Cu, Zn, Pb, V) и пониженным количеством Fe⁺², Mg, K, Co, Ni, Cr и Mo.

Стандартные отклонения и коэффициенты вариации выше для проб Текелийского массива, как для петрогенных, так и для рудо-

Таблица 2

Оценка коэффициентов парной корреляции петрогенных и рудогенных компонентов Алмалыкского и Текелийского интрузивных массивов ($n = 20$, $r_{кр.} = 0,45$)

| Компонент | Массив | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O |
|--------------------------------|---------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------------------|
| SiO ₂ | Алмалык | 1,00 | -0,73 | 0,35 | -0,34 | -0,76 | -0,53 | -0,83 | -0,84 | 0,57 |
| | Текели | 1,00 | -0,80 | +0,23 | -0,61 | -0,78 | -0,65 | -0,54 | -0,89 | 0,42 |
| Al ₂ O ₃ | Алмалык | 0,35 | -0,75 | +1,00 | -0,70 | -0,19 | -0,82 | -0,41 | -0,59 | -0,06 |
| | Текели | 0,23 | -0,15 | +1,00 | -0,37 | -0,23 | -0,26 | -0,35 | 0,24 | 0,04 |
| P ₂ O ₅ | Алмалык | -0,68 | 0,62 | -0,19 | 0,22 | 0,59 | 0,53 | 0,40 | 0,72 | -0,34 |
| | Текели | -0,79 | -0,77 | -0,01 | 0,66 | 0,82 | 0,71 | 0,51 | 0,70 | -0,55 |

| Компонент | Массив | K ₂ O | P ₂ O ₅ | Cu | Zn | Pb | Co | Ni | V | Cr |
|--------------------------------|---------|------------------|-------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | Алмалык | 0,29 | -0,68 | -0,42 | -0,60 | -0,23 | -0,19 | -0,28 | -0,53 | -0,21 |
| | Текели | 0,54 | -0,79 | -0,58 | -0,36 | 0,30 | -0,61 | -0,53 | -0,65 | -0,11 |
| Al ₂ O ₃ | Алмалык | 0,17 | -0,19 | -0,65 | -0,25 | -0,50 | -0,21 | 0,08 | -0,26 | 0,33 |
| | Текели | -0,25 | -0,01 | 0,12 | 0,32 | 0,25 | -0,10 | 0,05 | -0,01 | -0,06 |
| P ₂ O ₅ | Алмалык | -0,34 | +1,00 | 0,50 | 0,30 | 0,08 | 0,05 | 0,15 | 0,42 | -0,23 |
| | Текели | -0,62 | +1,00 | 0,54 | 0,17 | -0,01 | 0,49 | 0,43 | 0,67 | 0,19 |

генных элементов. Отношения содержаний Cu к Pb для Алмалыка и Текели соответственно равны 3,2 и 3,5; меди к цинку — 1,0 и 1,7, хотя относительное количество Cu, Zn и Pb в Текелийском массиве выше, чем в Алмалыкском, причем Cu почти в два раза.

Породы Текели внешне и по шлифам не измененные, очень часто насыщены тонкодисперсной вкрапленностью халькопирита, возможно, образовавшегося при автотематоматическом процессе на поздних стадиях становления интрузива. Гистограммы распределения классов содержаний меди показывают бимодальный характер кривой, особенно отчетливый для Текели, где второй пик отвечает поздним, наложенным концентрациям.

Геохимические связи компонентов можно количественно оценить коэффициентами парной корреляции (табл. 2—4). Наблюда-

Оценка коэффициентов парной корреляции петрогенных и рудогенных компонентов Алмалыкского и Текелийского интрузивных массивов

| Компонент | TiO ₂ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | Cu | Zn | Pb | Co | Ni | V | Cr |
|---|------------------|--------------------------------|------|-------|-------|--------|-------------------|------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Алмалыкский массив, $n = 31$, $r_{кр.} = 0,35$ | | | | | | | | | | | | | | | |
| Cr | -0,20 | -0,20 | 0,03 | -0,30 | 0,12 | 0,02 | 0,11 | +0,22 | -0,24 | 0,13 | -0,07 | 0,001 | -0,03 | -0,12 | |
| V | 0,52 | -0,34 | 0,76 | 0,35 | 0,58 | 0,68 | -0,16 | -0,16 | 0,30 | 0,68 | 0,11 | 0,70 | 0,46 | | 0,32 |
| Ni | 0,64 | 0,17 | 0,56 | 0,29 | 0,39 | 0,46 | -0,06 | 0,03 | 0,28 | 0,35 | 0,05 | 0,48 | | 0,69 | 0,42 |
| Co | 0,60 | 0,33 | 0,73 | 0,29 | 0,48 | 0,60 | -0,22 | -0,05 | 0,35 | 0,57 | 0,08 | | 0,68 | 0,72 | 0,17 |
| Pb | -0,03 | 0,02 | 0,19 | 0,22 | 0,04 | -0,006 | -0,09 | 0,07 | 0,03 | 0,43 | | -0,30 | -0,38 | -0,36 | -0,29 |
| Zn | 0,23 | 0,17 | 0,69 | 0,27 | 0,49 | 0,50 | -0,15 | 0,12 | 0,32 | | 0,33 | 0,12 | 0,04 | 0,26 | -0,06 |
| Cu | 0,28 | 0,57 | 0,47 | 0,24 | 0,58 | 0,60 | -0,06 | 0,25 | | 0,55 | -0,05 | 0,42 | 0,26 | 0,57 | 0,22 |
| K ₂ O | -0,22 | 0,10 | 0,04 | -0,11 | -0,02 | 0,03 | 0,28 | | -0,47 | -0,38 | 0,13 | -0,53 | -0,53 | -0,62 | -0,28 |
| Na ₂ O | -0,24 | -0,05 | 0,25 | -0,26 | -0,12 | -0,18 | | -0,47 | -0,36 | 0,33 | 0,005 | -0,59 | -0,47 | -0,44 | -0,15 |
| CaO | 0,51 | 0,54 | 0,79 | 0,16 | 0,75 | | 0,56 | -0,69 | 0,51 | 0,55 | -0,04 | 0,67 | 0,57 | 0,66 | 0,09 |
| MgO | 0,25 | 0,46 | 0,76 | -0,10 | | 0,58 | -0,55 | -0,56 | 0,38 | 0,32 | -0,12 | 0,52 | 0,41 | 0,57 | 0,04 |
| MnO | 0,59 | 0,20 | 0,23 | | 0,57 | 0,60 | -0,41 | -0,51 | 0,55 | 0,57 | 0,07 | 0,42 | 0,25 | 0,42 | 0,15 |
| FeO | 0,44 | 0,19 | | 0,78 | 0,74 | 0,71 | -0,49 | -0,67 | 0,65 | 0,56 | -0,01 | 0,51 | 0,43 | 0,67 | 0,22 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,38 | | 0,66 | 0,48 | 0,54 | 0,64 | -0,46 | -0,44 | 0,58 | 0,39 | 0,11 | -0,22 | 0,59 | 0,46 | 0,67 |
| TiO ₂ | | 0,60 | 0,74 | 0,53 | 0,46 | 0,60 | -0,17 | -0,56 | 0,57 | 0,46 | -0,14 | 0,47 | 0,49 | 0,65 | 0,15 |

Текелыйский массив $n = 52$; $r_{кр.} = 0,27$.

ется резко отрицательная связь кремнезема (табл. 2) с остальными компонентами, кроме глинозема и щелочей. Наиболее отчетлива она для элементов группы железа и кальция. Почти аналогично кремнезему ведут себя глинозем и щелочи. Элементы семейства железа и кальций коррелируют между собой с высокой положительной связью. Все эти явления хорошо согласуются с распределением перечисленных компонентов в породообразующих минералах, с их кристаллохимическими свойствами.

Обратимся к некоторым рудогенным элементам (табл. 3—4). Медь Алмалыкского интрузива имеет значимые положительные связи (при 5%-ном уровне значимости) по убыванию с CaO, Fe₂O₃,

Таблица 4

Оценка коэффициентов парной корреляции рудогенных компонентов Алмалыкского и Текелийского интрузивных массивов

| Компонент | TiO ₂ | Cu | Zn | Pb | Co | Ni | V | Cr | Mo |
|--|------------------|-------|--------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|
| Алмалыкский массив, $n = 88$, $r_{кр} = 0,22$ | | | | | | | | | |
| Mo | -0,38 | | | | | | | | |
| Cr | -0,18 | -0,33 | -0,24 | 0,32 | -0,34 | -0,12 | -0,21 | 0,10 | |
| V | 0,53 | -0,22 | -0,005 | -0,04 | -0,004 | -0,10 | -0,05 | | 0,07 |
| Ni | 0,12 | 0,38 | 0,48 | 0,08 | 0,74 | 0,10 | | 0,20 | -0,24 |
| Co | 0,60 | 0,17 | 0,15 | -0,03 | 0,04 | | 0,50 | 0,57 | -0,17 |
| Pb | 0,09 | 0,37 | 0,44 | 0,09 | | 0,56 | 0,76 | 0,21 | -0,30 |
| Zn | 0,37 | 0,04 | 0,40 | | -0,31 | -0,33 | -0,30 | -0,17 | -0,10 |
| Cu | 0,26 | 0,44 | | 0,18 | 0,06 | -0,06 | 0,07 | 0,02 | 0,04 |
| TO ₂ | | | 0,13 | -0,05 | 0,46 | 0,13 | 0,59 | 0,11 | -0,08 |
| | | 0,39 | 0,25 | -0,11 | 0,52 | 0,51 | 0,65 | 0,27 | -0,09 |

Текелийский массив $n = 100$. $r_{кр} = 0,20$

MgO, FeO, Co. Медь Текели — с FeO, Fe₂O₃, TiO₂, V, Mn, CaO, Co, MgO (положительные) и с Na₂O и K₂O (отрицательные). Таким образом, Cu в Текелийском массиве связан со значительно большим количеством компонентов, т. е. более рассеян по породообразующим минералам. Zn в Алмалыкском массиве коррелируется примерно с теми же компонентами, что и медь (также с Pb и Ni), а в Текелийском обнаруживает значимые связи почти со всеми элементами. Поведение Pb в обоих массивах также различно, а Co, Ni, V в целом сходно. Они связаны положительно с FeO и CaO и отрицательно со щелочами. Cr или не имеет значимых связей (Алмалык), или имеет сильные с Fe₂O₃ и Ni, и слабые с V и Pb (Текели).

Для выяснения силы связи меди с каким-то конкретным компонентом и влияния на эту связь остальных компонентов были рассчитаны частные коэффициенты корреляции, позволяющие оценить такую связь в «очищенном» (по Ван дер Вардену) виде, т. е. с исключением влияния зависимости между другими величинами (табл. 5).

В Алмалыкском массиве наиболее сильные (устойчивые) связи Cu с Fe_2O_3 и CaO . Влияние других компонентов на них почти не сказывается. В свою очередь, CaO и FeO сильно влияют на все

Таблица 5

Оценка частных коэффициентов корреляции

| Корреляционные пары | Частные коэффициенты корреляции при исключении влияния указанных компонентов | | | | | |
|---|--|---------------------------------|---------------------------------|---------------------------------|-----------------------|--|
| Алмалыкский массив | | | | | | |
| $\text{Cu}-\text{Fe}_2\text{O}_3$ 0,57 | MgO 0,41 | CaO 0,37 | V 0,75 | | | |
| $\text{Cu}-\text{FeO}$ 0,47 | MgO 0,06 | CaO -0,08 | Ca 0,33 | | | |
| $\text{Cu}-\text{MnO}$ 0,24 | MgO 0,37 | TiO_2 0,09 | | | | |
| $\text{Cu}-\text{TiO}_2$ 0,28 | K_2O 0,36 | FeO 0,09 | Co 0,09 | Fe_2O_3 0,08 | CaO -0,04 | |
| $\text{Cu}-\text{MgO}$ 0,58 | K_2O 0,65 | FeO 0,38 | CaO 0,25 | | | |
| $\text{Cu}-\text{CaO}$ 0,60 | FeO 0,43 | Fe_2O_3 0,42 | MgO 0,30 | | | |
| $\text{Cu}-\text{Co}$ 0,35 | MgO 0,1 | FeO 0,02 | CaO -0,02 | | | |
| $\text{Cu}-\text{V}$ 0,30 | Fe_2O_3 0,64 | K_2O 0,36 | MgO -0,05 | FeO -0,10 | CaO -0,19 | |
| Текелийский массив | | | | | | |
| $\text{Cu}-\text{TiO}_2$ 0,57 | Fe_2O_3 0,34 | V 0,32 | SiO_2 0,27 | FeO 0,18 | | |
| $\text{Cu}-\text{Fe}_2\text{O}_3$ 0,58 | Co 0,76 | CaO 0,38 | TiO_2 0,37 | FeO 0,26 | | |
| $\text{Cu}-\text{FeO}$ 0,65 | SiO_2 0,27 | TiO_2 0,42 | Fe_2O_3 0,44 | MnO 0,44 | V 0,44 | |
| $\text{Cu}-\text{MnO}$ 0,55 | Fe_2O_3 0,38 | TiO_2 0,36 | CaO 0,35 | SiO_2 0,19 | FeO 0,08 | |
| $\text{Cu}-\text{MgO}$ 0,38 | CaO 0,11 | MnO 0,10 | Fe_2O_3 0,10 | V 0,08 | FeO -0,19 | |
| $\text{Cu}-\text{CaO}$ 0,51 | MnO 0,26 | TiO_2 0,26 | Fe_2O_3 0,22 | V 0,21 | FeO 0,09 | |
| $\text{Cu}-\text{Co}$ 0,42 | Fe_2O_3 0,69 | MnO 0,25 | TiO_2 0,21 | FeO 0,14 | CaO 0,13 | |
| $\text{Cu}-\text{V}$ 0,57 | CaO 0,36 | TiO_2 0,32 | FeO 0,23 | | | |

остальные связи меди, доводя их до незначимых и даже отрицательных. Таким образом, медь в Алмалыкском массиве связана прежде всего с CaO , Fe_2O_3 и FeO .

В Текелийском массиве наиболее устойчивой является связь Cu с FeO , которая совместно с V активно влияет на все остальные ее связи. Кроме этих компонентов, аналогичную роль играет Fe_2O_3 . Интересно отметить влияние V в Алмалыке и Co в Текели

на связь $\text{Cu}-\text{Fe}_2\text{O}_3$. При устранении влияния того и другого компонента эта связь резко возрастает.

Приведенные данные подтверждают геохимическую связь меди с железом и другими элементами этого семейства, выражающуюся, в частности, в предпочтительном присутствии меди в минералах железа (магнетите, биотите, амфиболе и др.). Связь меди с кальцием и магнием в Алмалыкском массиве, в котором медь реализована в виде промышленных месторождений, подчеркивает важную в металлогеническом отношении роль ассимиляции массивом карбонатных пород доломитового состава. Процесс этот, ведущий к повышению общей основности породы, весьма благоприятен для последующего развития сложного и многоступенчатого процесса оруденения.

Обсуждая вопрос потенциальной металлоносности интрузивов, следует обратить внимание на повышение в 2 раза содержания меди в Текели по сравнению с Алмалыком (см. табл. 1). Высокая зараженность пород Текелийского массива медью привела к значительному рассеянию большой массы металла во вмещающих породах. Количество меди, рассеянное в породах Текелийского массива, при содержании 146 г/т, объемном весе породы 2,5 т/м³, площади массива 6 км², на глубину 0,5 км составляет 1,1 млн. т. Если же местный кларк меди считать округленно 80 г/т (т. е. примерно столько же, сколько в Алмалыкском массиве), то оказывается, что в Текелийском массиве дополнительно рассеяно в породах на глубину 0,5 км на относительно небольшой площади 6 км² — 0,5 млн. т меди.

Общее же количество меди, приходящееся на 1 км³ в Текелийском массиве, примерно соответствует суммарному количеству меди на тот же объем в Алмалыкском районе, как рассеянной в породах, так и образовавшейся в гидротермальном процессе. Можно полагать, что данное явление отрицательно сказалось на возникновении локальных концентраций меди в Текели в виде месторождения, которое можно ожидать лишь на глубине, особенно вблизи зон эруптивных брекчий и штоков гранодиорит-порфиров.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бадалов С. Т., Голованов И. М., Дуни-Барковская Э. А. Геохимические особенности рудообразующих элементов Чаткало-Кураминских гор, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1971.
2. Васильковский Н. П. Стратиграфия и вулканизм верхнего палеозоя юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня, Ташкент, 1952.
3. Вендланд К. Н. Геология и петрология Алмалыкского рудного района, Труды САИИ, вып. 2/10, Ташкент, 1938.
4. Голованов И. М., Гадаев А. Я., Овчинников Б. Л. Петрографо-геохимическая характеристика и медно-порфировое оруденение Текелийского сениито-диоритового интрузива в Чаткальском хребте (УзССР). В кн. «Геология, минералогия и геохимия Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1972.
5. Королев А. В. Избранные труды, т. I, Ташкент, 1963.
6. Мусин Р. А., Клиблей Г. Х., Айзенштат В. К. О первичной природе Алмалыкского сениито-диоритового массива, «Узб. геол. ж.», 1972, № 4.

Р. А. Мусин, Ш. Султанмуратов

**ОБ УСЛОВИЯХ ПРОЯВЛЕНИЯ РТУТИ И СУРЬМЫ В КУРАМИНО-ФЕРГАНСКОЙ
ЗОНЕ СРЕДИННОГО ТЯНЬ-ШАНЯ**

Основные месторождения ртути и сурьмы сосредоточены в выделенном в свое время Д. И. Щербаковым (20) Южно-Ферганском поясе с сиалической металлогенической специализацией (10).

Изучение Тянь-Шаня показало вполне четкую металлогеническую специализацию как крупных, так и мелких тектонических блоков. Размеры блоков различны и зависят от строения, размеров и соотношения тектонических элементов древнего фундамента. В Тянь-Шаньской складчатой системе (в пределах СССР) такие наиболее крупные геолого-структурные единицы (зоны) как Южно-Тянь-Шаньская, Курамино-Ферганская, Каракумо-Таджикская имеют размеры от 100 до 500 тыс. км².

Значительная часть этих зон Тянь-Шаня перекрыта мезо-кайнозойским покровом. В местах, где этот покров достигает максимальной мощности и подвергнут складкообразованию, встречаются незначительные жильные проявления киновари, флюорита, барита, кварца и др. Однако основным объектом поисков эндогенных руд являются выходы палеозойских сооружений, что увязывается с интрузивной деятельностью, полностью прекратившейся в палеозое, хотя эффузивная деятельность проникает изредка в мезо-кайнозойские толщи.

Интрузивный контроль эндогенного оруденения в палеозойских выходах выражен еще и тем, что как оруденение, так и интрузии тяготеют к поднятиям и особенно к их пограничным участкам, редко проникая в депрессии. Надо полагать, что эта закономерность распространяется и на площади палеозоя, оказавшейся под мощными послепалеозойскими осадками. Однако положение палеозойских депрессий и поднятий под покровом изучено недостаточно.

Эндогенные месторождения контролируются пограничными разломами, обычно крупными долгоживущими и обуславливающими, линейное, кулисообразное, поясовое, зональное размещение сурьмяных, ртутных и других месторождений, в связи с тем, что они со временем смещаются в пространстве в соответствии с общей эволюцией тектонических структур. Эти особенности размещения оруденения — один из важных косвенных критериев, требующих учета при поисках руд под мезо-палеозойским чехлом, так же как

и использование летучих свойств ртути, образующей широкие ореолы вокруг многих рудных месторождений.

В Курамино-Ферганской зоне Северо-Ферганский ртутно-сурьмяный пояс (Кассан-Терекский район) выражен своеобразно и ограниченно; преобладает сурьмяная минерализация, появляется золотая, совмещенная с сурьмяной, ртутной, но часто самостоятельная и так же, как в Южном Тянь-Шане, в ассоциации с мышьяком. Это, вероятно, обусловлено терригенным составом древних толщ ($Pz_1 + Rf$), слагающих поверхность продуктивного яруса в сильно приподнятых блоках.

Ртутные, сурьмяные и золоторудные поля размещаются в местах пересечения более древних брахиантиклиналей северо-западного простирания с позднегерцинскими северо-восточными и широтными структурами. Основная масса сурьмяного оруденения размещается в джаспероидах, развитых в кровле карбонатных пород, тяготеет к куполовидным складкам, осложненным разломами. Ртутные проявления обособлены и локализуются в известняках или вторичных кварцитах.

Примеси сурьмы и ртути установлены в некоторых сульфидных минералах полиметаллических и других типов месторождений. Имеются самостоятельные проявления антимонита.

В Чаткальской подзоне киноварь установлена в Тепаре в ассоциации с халькопиритом и блеклыми рудами (15 и др.).

При изучении сурьмы и ртути в породах и минералах Кураминского хребта выявлены некоторые особенности (1—3, 4, 8 и др.).

В сурьмяных месторождениях резко преобладает антимонит, содержащий примеси меди, свинца, цинка, ртути, иногда олова и вольфрама. Сурьмосодержащие блеклые руды распространены более широко. Встречаются они как в собственно сурьмяных, так и во многих других сульфидных месторождениях. Они образуют заметные скопления в скарново-магнетитовых (Туранглы), кварц-серицит-шеелит-молибденитовых (Чаватинское), кварц-карбонатно-оловянно-полиметаллических (Нижнекоксуйское), мышьяк-висмут-полиметаллических (Устарасайское) и других месторождениях.

Высокая упругость ртутных паров способствует образованию ореолов ртути вокруг различных месторождений (13).

В Алмалыкском рудном районе, даже в пределах одного месторождения, содержание ртути в различных минералах весьма неравномерно (1). Блеклые руды и сфалерит — главные концентраторы ртути.

На месторождении Кургашинкан ртуть концентрируется в галените, а по данным Э. А. Дуни-Барковской — в Лачинхане в сфалерите, в блеклой руде достигает 1000 г/т. В Устарасе содержание ртути в сфалерите достигает 0,050%.

Наличие рассеянной ртути и сурьмы отмечается в скарново-медно-золотом с платиноидами месторождении Чаткала (Л. П. Быковская).

В Кураминской и Чаткальской подзонах ртуть и сурьма присутствуют во всех типах месторождений, несущих сульфидное оруденение, иногда образуя заметные концентрации.

Причина металлогенической специализации геолого-структурных зон заключена в геохимическом свойстве ртути, которая может образовать самостоятельный минерал (киноварь) только в относительно стерильной обстановке (карбонатные породы, кварциты и др.) (7). В связи с этим, хотя ртуть и встречается в минералах и породах Чаткало-Кураминского района, значительных самостоятельных концентраций не образует.

Геохимические исследования интрузивных комплексов Кураминской подзоны (Б. Г. Хайруллин, Г. Г. Юсупов) показали довольно высокие содержания ртути (от 0,001 до 0,3%), особенно в более основных разностях гранитоидов, где минералом-концентратом ртути является биотит. Они же приводят сведения о том, что в биотите ртуть не возгоняется даже при нагревании до 500°C (16, 19). По В. И. Смирнову и др. (13), процесс метаморфизма не приводит к значительной миграции ртути. Все это показывает, что ртуть, не говоря уже о более устойчивых элементах, может быть гомогенизирована из исходных пород при полном разрушении структуры минералов-носителей. Такой процесс наиболее вероятен при латеритном выветривании (7).

Д. И. Щербаков писал, что «к корам выветривания приурочены многие полезные ископаемые и их необходимо изучить более детально» (21).

Б. Г. Хайруллин отмечает, что в биотитсодержащих гранитоидах ртуть встречается и в виде аксессуарной киновари в количестве 0,001—1,80 г/т и часто с золотом, содержащим до 0,70% ртути.

Общие количества рассеянной ртути в породах и минералах Чаткало-Кураминского района не уступают подобным значениям для таких ртутно-сурьмяных регионов, как Южно-Ферганский пояс (8, 14, 17).

Однако потенциальная продуктивность не реализуется в заметные скопления киновари в связи с фемической специализацией Кураминской подзоны. Последняя обусловлена широким развитием эффузивов порфиритовой формации на поверхности наиболее продуктивного (по отношению) сульфидного оруденения предверхнебашкирского структурного яруса. В этом ярусе благоприятные карбонатные породы, перекрытые терригенными, развиты значительно меньше, чем такие же породы в Южной Фергане.

Н. М. Сеницын подчеркивает связь ртутно-сурьмяных месторождений Южного Тянь-Шаня с поздними этапами формирования палеозойских структур. Оруденение накладывается на эти структуры. Е. Д. Карпова (5) считает, что месторождения других полезных ископаемых (W, Sn, Zn, Pb и др.) генетически увязаны с ртутно-сурьмяными.

По В. И. Смирнову (13), наличие зональности в ртутно-рудных поясах Средней Азии обусловлено последовательным внедре-

нием интрузивов в разнообразные структуры консолидированных структур складчатой системы. Следует отметить, что фемическая среда выступает и как положительный фактор, в связи со способностью железа фиксировать в себе серу в широком диапазоне температуры — от поверхностных условий до магматических.

Исследователи Среднеазиатской ртутно-сурьмяной провинции выявили ряд закономерностей в размещении ртутных месторождений, которые широко известны из работ Д. И. Щербакова, В. Э. Пояркова, А. В. Королева, В. И. Смирнова, В. А. Кузнецова, В. Т. Сургая, Н. М. Синицына, В. П. Федорчука, Н. С. Мудрогиной, Н. А. Никифорова, Ю. А. Финкельштейна, И. Х. Хамрабаева, К. Т. Мустафина и др.

В целом ртутно-сурьмяное оруденение в Тянь-Шане строго контролируется удаленными от интрузивов низкотемпературными метасоматитами (джаспероиды, листвениты, карбонатизация, вторичные кварциты и др.), которые могут быть объединены в формацию березитов. В той или иной мере оно характерно для всех крупных тектоно-металлогенических единиц: Северного, Среднего и Южного Тянь-Шаня, хотя интенсивность его проявления различна.

Значительную роль при глубинных поисках приобретают геохимические критерии, установление регионального геохимического фона типоморфных элементов, куда входят кроме ртути и сурьмы мышьяк, селен, таллий и фтор.

В районах распространения ртутных и сурьмяных месторождений характерно развитие пород с повышенными кларками этих элементов (сланцы, песчаники, эффузивы), которые являются рудовмещающими (эффузивы, песчаники), но чаще покрывающими (сланцы, эффузивы) толщами. Там, где породы кровли с повышенными кларками отсутствуют или рудовмещающими являются магматические породы, ртуть резко обособляется от сурьмы и локализуется в карбонатных или карбонатизированных породах. Сурьма тяготеет к кварц-содержащим породам.

Ртутные или сурьмяные месторождения, локализованные в карбонатных породах, требуют особого рассмотрения. Некоторые факты, известные в западной части Южно-Ферганской рудной зоны, позволяют предполагать, что оруденелые карбонатные породы в период рудообразования были перекрыты силикатными породами (песчаники, сланцы, эффузивы). Здесь встречаются джаспероиды среди карбонатных пород, хотя силикатные толщи в современном эрозионном срезе отсутствуют.

Причина совместного нахождения ртути и сурьмы или их обособление заключается в свойствах этих элементов, подмеченных многими исследователями. Совместную концентрацию киновари и антимонита обуславливает их свойство локализоваться в низкотемпературных условиях, повышенные кларки в однотипных исходных породах. Однако резкая разница в миграционных свойствах этих элементов приводит к обособлению залежей, но нахо-

дящихся в основном в единых тектонических блоках. Собственно сурьмяные руды чаще ассоциируют со многими другими элементами (золото, свинец, цинк, серебро, медь и др.), чем собственно ртутные.

В связи с этим требует специального изучения проблема связи ртутных месторождений с процессами джаспероидизации карбонатных пород, которые являются прямым поисковым признаком на сурьмяное оруденение.

Эти и другие закономерности размещения во времени и пространстве различных эндогенных месторождений указывают на общность условий их образования. Она проявлена общностью продуктивных ярусов, формирующихся при длительных перерывах, к тому же определяющих природу хемогенных осадков и руд.

В Кураминской подзоне благоприятны для накопления ртути стерильные от железа карбонатные породы или предварительно простерилизованные обеленные эффузивы, вторичные кварциты, обнажавшиеся некогда на поверхности предверхнепалеозойского яруса. В бассейне р. Аксагата киноварь во вторичных кварцитах впервые была отмечена С. Е. Прянишниковым, в 1945 г. установлена нами только в шлихах, а позже — в коренном залегании В. Меренковым и В. Броскиным. В 1948 г. в бассейне р. Кассана мы обнаружили киноварь во вторичных кварцитах Ачикташа.

Кроме того, на золоторудном месторождении Маржанбулак и Сармыч (Западный Узбекистан) в породах палеозоя впервые в Средней Азии обнаружена видимая вкрапленность киновари совместно с золотом (Ш. Султанмуратов, И. Я. Гамалеев, Б. Дададжанов).

При дефиците серы и избытке железа, меди, свинца и цинка в среде, естественно, киноварь не может выделиться, а ртуть будет входить в сульфиды как примесь в том количестве, которое определяется их изоморфной емкостью (2). Избыток ртути будет выноситься из системы или выпадать в виде самородной ртути, которая, вероятно, и образует широкие ореолы, наблюдаемые вокруг сульфидных месторождений. Ореолы ртути в месторождениях, заключенных в карбонатных породах, скорее всего тоже результат дефицита серы, хотя среда безжелезистая.

Аналогичное со ртутью положение занимает мышьяк, серебро, висмут, сурьма, т. е. элементы, парагенные с ним и с золотом, сульфиды которых образуются при относительно низких температурах в поздних стадиях минералообразования, а сами всегда являются постоянными элементами-примесями ранних сульфидов (2).

Особое положение концентрации ртути объясняется и другими обстоятельствами: киноварь образуется в более узком диапазоне температур; ртуть в основном фиксируется в виде сульфидов, тогда как железо, медь, свинец, цинк и другие встречаются также и в несульфидных формах (окислы, силикаты, сульфиды, карбонаты, хлориды и т. д.).

При рассмотрении изложенных выше особенностей геохимии ртути следует иметь в виду, что киноварь встречается и в средах, в целом обогащенных железом (листвениты, меденосные красноцветы и сероцветы). Меденосность красноцветов многие исследователи увязывают с нефтегазоносными артезианскими бассейнами (7, 16).

Следует особо подчеркнуть, что проблема генезиса сульфидного оруденения упирается в источник серы.

Нефти и нефтяные воды могут быть одним из источников серы, но главным аккумулятором и источником серы для сульфидного рудообразования вообще являются сульфиды железа.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бадалов С. Т. Минералогия и геохимия Алмалыкского рудного района. Ташкент, Изд-во «Наука» УзССР, 1965.
2. Бадалов С. Т., Моисеева М. И. К геохимии важнейших рудообразующих элементов Кураминского хребта. В кн. «Минералогия и геохимия сульфидных месторождений Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1966.
3. Бадалов С. Т. [и др.]. Распределение ртути в Алмалыкском и Аустан-Абширском рудных районах Средней Азии. Геология и рудоносность Узбекистана, Ташкент, Изд-во «Фан» АН УзССР, 1971.
4. Воронич Т. М. [и др.]. Основные черты магматизма и рудоносности Чаткальских гор. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1971.
5. Карпова Е. Д. Типы металлогенических зон Тянь-Шаня и Памира. В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. III, М., 1960.
6. Кузнецов В. А. Рудные формации Сибири и Дальнего Востока. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых» т. VII, М., 1964.
7. Мусин Р. А. Формация рудных метасоматитов и металлогенические особенности Алмалыкского рудного района. Ташкент, Изд-во «Фан», 1970.
8. Никифоров Н. А. Ртутно-сурьмяное оруденение Южного Тянь-Шаня Фрунзе, Изд-во «Илим», 1969.
9. Полов А. И. [и др.]. Южно-Тяньшанский меловой меденосный пояс. В кн. «Рудоносность, осадочные формации и рудная зональность артезианских нефтегазоносных бассейнов Средней Азии», М., Изд-во «Недра», 1964.
10. Радкевич Е. А. Полицикличность оруденения и явление активизации в металлогенических провинциях Восточной Азии. В книге «Вопросы металлогении». Докл. сов. геол. на XXII сессии МСК. М., Изд-во «Недра», 1965.
11. Синицын Н. М. Тектонические закономерности размещения ртутного оруденения Тянь-Шаня. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. II, Изд-во АН СССР, 1959.
12. Сауков А. А., Айдиньян Н. Х., Озерова Н. А. Очерки геохимии ртути. М., Изд-во «Наука», 1972.
13. Смирнов В. И. [и др.]. Новое в геохимии ртути. Геол. рудн. месторождений, 1972, № 4.
14. Сургай В. Т. Минералого-геохимические особенности и поисковые признаки сурьмяно-ртутного оруденения Южного Тянь-Шаня. Первая научная сессия АН КиргССР, 1955.
15. Троянов М. Д., Троянов Д. М., Бороздин В. Г. Новые данные о ртутном оруденении в Западном Тянь-Шане. Сб. «Основные проблемы металлогении Тянь-Шаня». Фрунзе, Изд-во «Илим», 1970.
16. Федорчук В. П. Металлогения ртути и сурьмы. В кн. «Основные проблемы металлогении Тянь-Шаня», Фрунзе, Изд-во «Илим», 1970.
17. Хамрабаев И. Х. [и др.]. Сравнительная оценка золоторудных проявлений Центральных Кызылкумов и восточной части Чаткальского хребта

(бассейн р. Кассан). В кн. «Основные проблемы металлогении Тянь-Шаня», Фрунзе, Изд-во «Илим», 1970.

18. Хамрабаев И. Х., Мусни Р. А., Султанмуратов Ш. Ценное пособие по оценке месторождений ртути и сурьмы, «Сов. геология», 1971, № 7.
19. Хайруллин Б. Г. К вопросу о специализации гранитоидов на ртуть (на примере монзонитоидной гранодiorит-адамеллитовой формации) (C₂—C₃) Кураминского хребта. М-лы IV Всес. петрограф. совещания. Баку, Изд-во АН АзербССР, 1969.
20. Щербаков Д. И. Избранные труды, т. I и II, М., Изд-во «Наука», 1969.
21. Щербина В. В. Основы геохимии. М., Изд-во «Наука», 1972.

УДК 553.064.32(575.1)

М. И. Исмаилов

СОСУЩЕСТВУЮЩИЕ ПИРОКСЕНЫ И ГРАНАТЫ НЕКОТОРЫХ СКАРНОВО-РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УЗБЕКИСТАНА

В пределах Узбекистана А. С. Уклонский (6) выделил шеелитовые, железорудные и полиметаллические минералогические про-

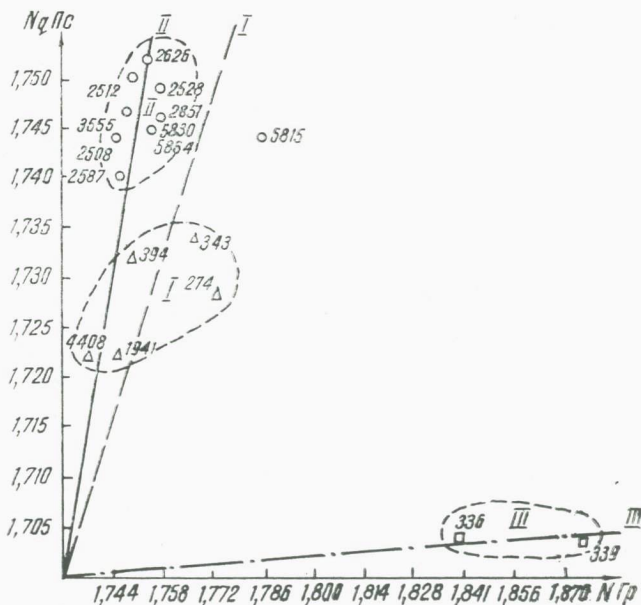


Рис. 1. Соотношение показателей преломления в сосуществующих пироксенах и гранатах скарно-редкометаллических (I, II, \triangle , \odot) и железорудных (I, \square , III) месторождений Узбекистана. Обр. 2851, 2608, 3555, 2528, 2572, 2587, 2626 приведены по данным Д. К. Власовой (1968).

винции, связанные со скарнами, и отметил, что каждая из них характеризуется минералого-геохимическими особенностями, вы-

явление которых поможет создать научную основу поисков и разведки полезных ископаемых.

Для установления типоморфных признаков, а также корреляционной зависимости находящихся в равновесном состоянии сосуществующих пар минералов мы изучили пироксен (Пс) и гранат (Гр) скарново-редкометалльных (Ингичка, Лянгар, Койташ, Яхтон в Западном Узбекистане) и скарново-железородных (Сюрената в юго-западных отрогах Чаткальских гор) месторождений.

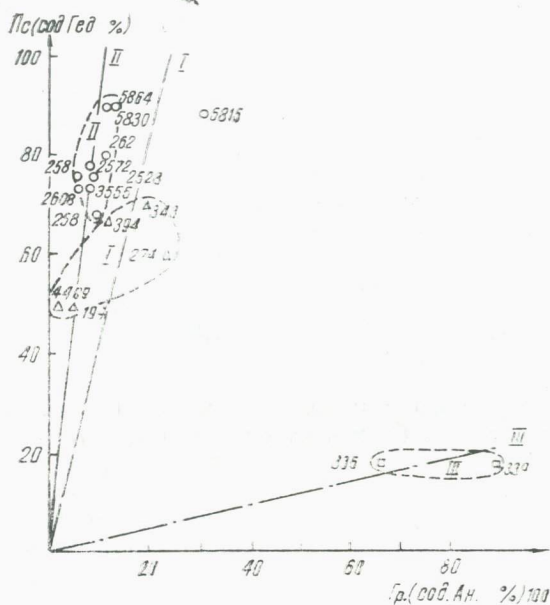


Рис. 2. Соотношение содержаний геденбергитовой и андрадитовой молекул в сосуществующих пироксенах и гранатах скарново-редкометалльных (I, II, △, ○) и железородных (III, |·|) месторождений Узбекистана.

Показатели преломления обоих минералов определяли в одном и том же образце из волластонитово-пироксеново-гранатово-кальцитово-кварцевой (рис. 1, 2, I) и пироксеново-гранатово-амфиболово-шеелитовой ассоциации (рис. 1, 2, II). Затем по значению N вычисляли их минальный состав методом В. А. Жарикова и Д. К. Власовой (4, 2).

В первом случае Пс и Гр находились в парагенетической ассоциации как между собой, так и с другими перечисленными минералами и входили в состав известковых скарнов, сформированных в магматическом этапе минералообразования. Каждый минерал (табл. 1) характеризуется близостью показателей преломлений и минальных составов (рис. 1, 2, I). По минальному составу сосу-

ществующие минералы представлены: Пс — диопсид-геденбергитом (рис. 2, I); соотношение их (ге/диоп.) колеблется от 1,0 до

Таблица 1

Минеральный состав и показатели преломления сосуществующих пироксена и граната из известкового скарна магматического этапа замещения (I)

| Номер образца | Пироксен | | | | | Гранат | | | |
|----------------------|----------|-------|--------------------|-----------------|------------|--------|------------------|------------------|-------------|
| | Ng | Np | геденбер.; мол., % | диопсид мол., % | гед. диоп. | N | андрадит мол., % | гроссул. мол., % | анд. гросс. |
| Месторождение Лянгар | | | | | | | | | |
| 4409 | 1,722 | 1,704 | 50 | 50 | 1,0 | 1,737 | 2 | 98 | 0,02 |
| Месторождение Койташ | | | | | | | | | |
| 1941 | 1,722 | 1,702 | 50 | 50 | 1,0 | 1,745 | 5 | 95 | 0,05 |
| 394 | 1,732 | 1,708 | 67 | 33 | 2,03 | 1,754 | 12 | 88 | 0,13 |
| 343 | 1,734 | 1,710 | 70 | 30 | 2,33 | 1,767 | 20 | 80 | 0,25 |
| 274 | 1,728 | 1,708 | 60 | 40 | 1,50 | 1,773 | 24 | 76 | 0,31 |

2,33; Гр — гроссуляром с небольшой примесью андрадитовой молекулы, анд/гросс. колеблется от 0,02 до 0,91 (табл. 1).

Во втором случае (рис. 1, 2, II) в составе Пс скарново-редкометалльных месторождений геденбергитовая молекула преобладает над диопсидовой, соотношение их варьирует от 1,14 до 9,11%; в Пс скарново-железородных месторождений наблюдается обратная картина — отношение геденбергита к диопсиду равно 0,22 (рис. 1, 2, III). В минеральном составе гранатов скарново-редкометалльных месторождений отмечается уменьшение содержания андрадитовой молекулы и повышение гроссуляровой. Соотношение их варьирует от 0,006 до 0,146. Повышенное содержание андрадитовой молекулы (от 66,35 до 89,43) отмечается в Гр скарново-железородных месторождений; отношение андрадита к гроссуляру колеблется от 1,97 до 8,47% (табл. 2).

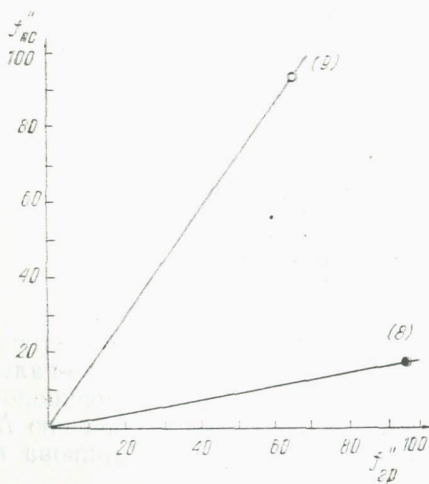


Рис. 3. Соотношение железистости в сосуществующих пироксенах и гранатах скарново-редкометалльных (○) и скарново-железородных (●) месторождений Узбекистана. Цифры в скобках — количество анализов.

С повышением содержания андрадитовой молекулы в Гр и геденбергитовой молекулы в Пс увеличиваются показатели преломления этих двух минералов, при этом более высокие значения показателей преломления отмечаются Пс и Гр постмагматического этапа замещения по сравнению с первым генетическим типом.

Проанализированы также усредненные значения железистости сосуществующих пар Гр и Пс в месторождениях скарново-редко-

Таблица 2

Минеральный состав и показатели преломления сосуществующего пироксена и граната из известкового скарна постмагматического этапа замещения (II) скарново-редкометалльных и железорудных месторождений Узбекистана

| Номер образца | Пироксен | | | | | Гранат | | | | Месторождение |
|---------------|----------|-------|-------------------|------------------|------------|--------|-----------------|------------------|-------------|--|
| | Ng | Np | геденбер. мол., % | диопсид. мол., % | гед. диоп. | N | андрад. мол., % | гроссул. мол., % | анд. гресс. | |
| 5864 | 1,745 | — | 90 | 10 | 9,00 | 1,754 | 12 | 88 | 0,13 | Яхтон (редкомет.) по данным М. И. Исмаилова |
| 5830 | 1,745 | — | 90 | 10 | 9,00 | 1,745 | 12 | 88 | 0,13 | |
| 5815 | 1,744 | — | 88,30 | 11,70 | 7,54 | 1,785 | 30,30 | 66,70 | 0,45 | |
| 2851 | 1,746 | 1,722 | 68 | 32 | 2,12 | 1,750 | 9 | 91 | 0,098 | Ингичка (редкомет.) по данным Д. К. Власовой |
| 2608 | 1,744 | 1,720 | 73 | 27 | 3,07 | 1,744 | 6 | 94 | 0,006 | |
| 3555 | 1,747 | 1,723 | 74 | 26 | 2,65 | 1,748 | 8,1 | 91,9 | 0,08 | То же |
| 2528 | 1,749 | 1,725 | 76 | 24 | 3,16 | 1,750 | 9 | 91 | 0,098 | " " |
| 2572 | 1,750 | 1,725 | 78 | 22 | 3,54 | 1,749 | 8,7 | 91,3 | 0,09 | " " |
| 2587 | 1,740 | 1,725 | 76 | 24 | 3,16 | 1,745 | 6,0 | 94,0 | 0,06 | " " |
| 2626 | 1,752 | 1,727 | 80 | 20 | 1,14 | 1,752 | 10,6 | 89,4 | 0,11 | " " |
| Ч-336 | 1,704 | — | 18,30 | 81,70 | 0,22 | 1,841 | 66,36 | 33,65 | 1,97 | Сюрената (железорудное) |
| Ч-339 | 1,704 | — | 18,30 | 81,70 | 0,22 | 1,878 | 89,43 | 10,57 | 8,47 | То же |

металльной и железорудной формации (5). Интересно отметить, что с повышением железистости Пс снижается f'' Гр, и наоборот, что обусловлено характером изменения значений кислотности (рН) и окислительного потенциала (рO₂).

В сосуществующих Пс и Гр редкометалльных и железорудных месторождений соотношение показателей преломления, минерального состава, железистости этих двух минералов (рис. 1, 2, 3) повторяют закономерность, установленную Х. М. Абдуллаевым и др. (1), В. А. Жариковым (4) и др. Изучая соотношение f'' этой пары

минералов в скарнах с различным оруденением, В. А. Жариков (4) отметил, что в полиметаллических и редкометальных (шеелитовых) железистый пироксен ассоциирует с маложелезистым (гроссуляровым) гранатом, а в железорудных маложелезистый пироксен ассоциирует с железистым гранатом (андрадитовым), что он объясняет влиянием рН и pO_2 .

По мнению Н. Л. Добрецова и др. (3), в глубинных условиях pO_2 и рН взаимосвязаны, поэтому вопрос, какой из этих факторов считать независимым, теряет значение. Происходит перераспределение Fe^{2+} и Fe^{3+} между Пс и Гр под совместным действием этих двух факторов.

Видимо, немаловажное значение имеет состав вмещающих пород, глубина формирования самих скарново-рудных месторождений, с которой связано воздействие этих физико-химических факторов.

Следует подчеркнуть, что между минеральным составом Гр и Пс скарново-рудных месторождений Узбекистана отмечается своеобразное полярное соотношение в понимании И. Х. Хамрабаева (7): маложелезистый гранат, представленный преимущественно гроссуляром, находится в устойчивом равновесии с железистым пироксеном геденбергитового состава; они являются носителями редкометального оруденения; железистый гранат, состоящий в основном из андрадита, находится в равновесии с магнезиальным пироксеном диопсидового состава, это индикаторы железорудного оруденения. В изменении значений показателей преломлений наблюдается аналогичная картина. Это можно использовать в качестве типоморфного признака для установления характера оруденения в скарнах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдуллаев Х. М., Баталов А. Б., Хамрабаев И. Х. Некоторые итоги изучения постмагматических формаций Средней Азии. В сб. «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд», т. II, М., Изд-во АН СССР, 1963.
2. Власова Д. К. Скарны Ингичка. В сб. «Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии», М., Изд-во «Наука», 1968.
3. Добрецов Н. Л. [и др.]. Породообразующие пироксены. М., Изд-во «Наука», 1971.
4. Жариков В. А. Соответствие составов сосуществующих пироксена и граната известковых скарнов. ДАН СССР, 1966, т. 170, № 2.
5. Исмаилов М. И., Плаксина А. Б. Минералого-химические и кристалло-химические типоморфные особенности пироксенов скарново-рудных формаций Узбекистана. В сб. «Итоги петролого-металлогенических исследований», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1972.
6. Уклонский А. С. Минералогические провинции Узбекистана. В сб. «Зап. Узб. отд. ВМО», вып. XIV, Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1962.
7. Хамрабаев И. Х. Петролого-гесхимические критерии рудоносности магматических комплексов. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1969.

М. С. Кучукова, З. М. Мурадов, О. Н. Кошелева

**ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЖИЛЬНО-МАГМАТИЧЕСКИХ
И ПОСТМАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ГОР КАРАТЮБЕ**

В горах Каратюбе известны многочисленные скарново-редко-металльные месторождения и рудопоявления семейства гранат-везувиан-шеелитовой формации, реже слабоминерализованные пегматиты, грейзены и др., металлогения которых определена многофазным (C_3-P_1) гранитоидным интрузивом (4—9).

Широко развиты жильно-магматические образования кислого состава (2, 4, 6, 7), которые морфогенетически относятся (1 и др.) к жильным породам первого этапа (дайки, апофизы и сателлиты) интрузивных массивов и дайки — их жильные дериваты. Жилы и дайки основного состава встречаются редко (6) и за пределами изучаемой площади.

Закономерностям размещения жильно-магматических образований кислого состава, их взаимоотношениям с постмагматической минерализацией посвящены многие работы (1—9 и др.).

Детальное картирование жильно-магматических и постмагматических образований Аксайского, Сарыкульского и Каратюбинского массивов проведено нами.

Исследуемая площадь занимает северо-западную часть северного крыла Каратюбинского антиклинория и структурно представлена Аксайской и Каратюбинской антиклиналями, разделенными Сарыкульской синклиналью, осевые поверхности их ориентированы субширотно. Крылья складок осложнены дополнительными нарушениями пликативного и дизъюнктивного характера.

Осадочно-метаморфическая толща прорвана гранитоидами (C_3-P_1) преимущественно II, III и реже IV фаз интрузий (7, 8). Собственно Каратюбинский массив в центральной и западной частях сложен гранитами (γ_3), а с периферии — порфиридовидными гранодиоритами (γ_2).

Аксайский массив расположен в одноименной антиклинальной складке. При его внедрении возникли дополнительные зоны дробления, куполовидные поднятия и мелкие складки. Секущие контакты круче ($75-80^\circ$) согласных ($25-65^\circ$). В целом элементы залегания контакта меняются в зависимости от таковых вмещающих пород (рис. 1—3).

Интрузивы сложены порфиридовидными биотит-роговообманковыми гранодиоритами, меньше мелкозернистыми биотитовыми и двуслюдяными гранитами, турмалиновыми микрогранитами, местами лейкократовыми гранитами.

Они принадлежат, вероятнее всего, к одному комплексу, но к разным его фазам и фациям. Абсолютный возраст по биотиту порфиридовидных гранодиоритов массива отвечает 265,6 млн. лет (8). Между отмеченными разновидностями пород наблюдаются

пересечения ранних фаз поздними (рис. 1). Лейкократовые граниты встречаются в эндоконтакте порфирированных гранодиоритов и

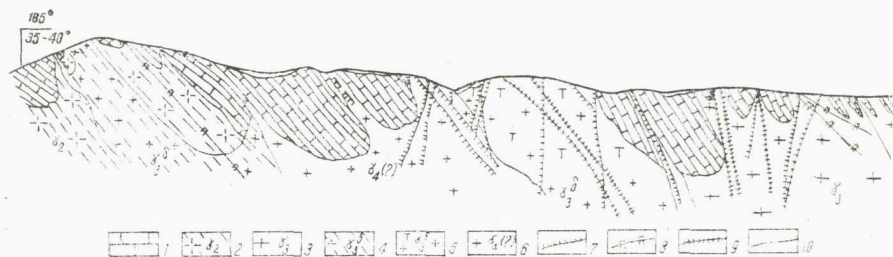


Рис. 1. Размещение жильно-магматических постмагматических образований в Аксайском массиве (геологический разрез по левому борту Ингичка-Болосая).

1—мраморизованные известняки, 2—гранодиориты гнейсированные, 3—двуслюдяные осветленные граниты, 4—гнейсированные осветленные граниты; 5—турмалиновые микрограниты, 6—лейкократовые граниты, 7—кварц-турмалиновые жилы, 8—кварцевые жилы с убогой сульфидной минерализацией, 9—элементы залегания, 10—разрывные нарушения.

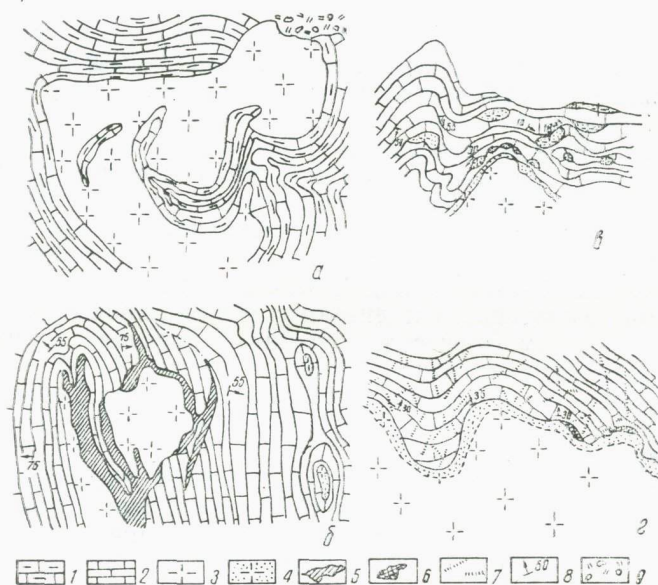


Рис. 2. Взаимоотношение гранодиоритов Аксайского массива с вмещающими породами.

1—тонкоплитчатые черные известняки с многочисленными ожеженными кальцитовыми и кальцит-полевошпатовыми жилками, 2—мраморизованные светло-серые известняки, 3—порфирированные гранодиориты, 4—осветление в гранодиоритах, 5—гранат-везувияновые скарны, 6—диопсидные скарны, 7—ожеженные полевошпат-кальцитовые жилки, 8—элементы залегания, 9—четвертичные отложения.

биотитовых гранитов в виде осветленной оторочки, вероятно, являются их эндоконтактовыми изменениями. В отдельных случаях

Размещение жильно-магматических и постмагматических образований в Аксайском, Сарыкульском и Каратюбинском интрузивных массивах

| Масив | Исследуемая площадь | Состав интрузива | Исследуемая площадь км² | Интервал на площади | Микрограниты II | | | Турмалиновые микрограниты III | | | Аплитовые IV | | | Пегматитовые | | | Кварц-полевщищитовые | | | Кварц-турмалиновые | | | Кварцевые | | | Турмалиновые | | | | | | | | | | | |
|---------------|--|---|--|---------------------|------------------|------------|--------------------|-------------------------------|------------|--------------------|------------------|-------------------------|------------|--------------------|------------------|-------------------------|----------------------|--------------------|------------------|-------------------------|------------|--------------------|------------------|-------------------------|------------|--------------------|------------------|-------------------------|------------|--------------------|-------|---------|---------|---------|------|--|--|
| | | | | | Общее количество | Кол-во жил | Общая мощность, см | Количество интервалов | Кол-во жил | Общая мощность, см | Общее количество | Количество на интервале | Кол-во жил | Общая мощность, см | Общее количество | Количество на интервале | Кол-во жил | Общая мощность, см | Общее количество | Количество на интервале | Кол-во жил | Общая мощность, см | Общее количество | Количество на интервале | Кол-во жил | Общая мощность, см | Общее количество | Количество на интервале | Кол-во жил | Общая мощность, см | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Аксайский | Право- и левобережье Ингичка-Болосая | Порфиroidный гранодиорит (γ₂) ^I | 10 | | 1 | | | | | 8 | | | | 4 | 2-γ₂ 2-γ₃ | 15-1000 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | Порфиroidный гранодиорит (γ₂) | 0,4 | 0,25 км² | 9 | 1,0-5,0 | 24,5 | | | | 1 | 1 | 30,0 | 30,0 | 36 | 36 | 0,5-50,0 | 261,5 | 4 | 4 | 1,0 | 4,0 | 20 | 20 | 1,0-1,5 | 22,5 | 52 | 52 | 0,5-30,0 | 154,8 | 5 | 5 | 0,2-0,5 | 2,3 | | | |
| | | Бiotитовый и двуслюдяной гранит (γ₃) | 0,4 | 0,1 км² | | | | | | | | | | | 10 | 10 | 1,5-5,0 | 32,5 | | | | | 20 | 20 | 0,3-2,0 | 21,6 | 25 | 25 | 0,5-20,0 | 82,5 | 7 | 7 | 0,2-1,0 | 4,1 | | | |
| | | Турмалиновый микрогранит (γ₃) | | 0,05 км² | | | | | | | | | | | | | | | | | | | 22 | 22 | 0,5-5,0 | 40,0 | 30 | 30 | 0,5-10,0 | 75,5 | 5 | 5 | 0,3-1,0 | 2,8 | | | |
| Сарыкульский | Южная эндоконтактная зона | Граниты (γ₃) Аляскиты (γ₄) | 1 | | 2 | 5,0-15,0 | 20,0 | | | 8 | 8 | 5,0-15,0 | | 20 | 20 (γ₃, γ₄) | 1,0-10,0 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | Восточная часть интрузива. Верхние Ингичка-Болосая | Зона контакта со сланцами | Двуслюдяные и биотитовые среднезернистые граниты | 0,8 | 0-50 м | | | | 33 | 0,5-40,0 | 228,0 | 6 | 2 | 7,0-15,0 | 22,0 | 526 | 55 | 1,0-8,0 | 105,7 | 76 | 13 | 0,2-3,0 | 16,2 | 352 | 59 | 0,2-3,0 | 53,7 | 369 | 33 | 0,3-15,0 | 133,8 | | 52 | 0,1-1,5 | 22,1 | | |
| | | | | 0,8 | 300-350 м | | | 35 | 1,0-15,0 | 242,0 | | 1 | 9,0 | 9,0 | | | 51 | 0,5-20,0 | 284,0 | 76 | 1 | 1,5 | 1,5 | 352 | 20 | 0,3-3,0 | 19,3 | 369 | 39 | 0,5-20,0 | 163,5 | 323 | 20 | 0,3-1,5 | 12,2 | | |
| | Зона контакта с двуслюдяными гранитами | Турмалиновый микрогранит | 0,5 | 0-50 м | | | | | | | | | | 39 | 24 | 1,0-20,0 | 92,0 | | | | | 167 | 66 | 0,5-8,0 | 134,8 | 289 | 142 | 1,0-400,0 | 1053,0 | 16 | 16 | 0,5-2,0 | 12,0 | | | | |
| Каратюбинский | Северная периферическая часть (между саями Кипаккуль и Акбуир ¹) | Порфиroidные гранодиориты (γ₂) | 100 | | 26 | 10-250,0 | | | | 9 | 9 | до 500,0 | | 9 | 9 (γ₂, γ₃) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | Центральная часть главного плутона (Кумгаза, Угурташ ¹) | Граниты (γ₃) с ксенотитами гранодиорита (γ₂), аляскиты (γ₄) | 120-150 | | | | | | | | | | | 50-60 | 50-60 (γ₃, γ₄) | | | | | | | 44 | | | | | | | | | | | | | | | |
| | Верхние Анжирлиса периферическая часть | Двуслюдяные биотитовые грубозернистые граниты (γ₃) | ≈ 1 | 50-100 м | | | | | | | | | | | 2 | 2 | 5,0-15,0 | 20,0 | | | | | 44 | 18 | 0,3-15,0 | 65,0 | 163 | 48 | 0,5-100,0 | 51 | 15 | 5 | 0,2-0,5 | 1,8 | | | |
| | | | 200 м | | | | | | | | | | | | 2 | | | | | | | | 1 | 1,0 | 1,0 | 163 | 52 | 0,3-25,0 | 328,9 | 15 | 1 | 0,5 | 0,5 | | | | |

Примечание. ^I Данные И. Х. Хамрабаева (5); при этом учтены только дайки магматических пород.
^{II} Жилы микрогранита в Аксайском интрузиве в порфиroidных гранодиоритах (γ₂) имеют общую мощность 24,5 см; в Сарыкульском интрузиве в гранитах (γ₃) 20 см.
^{III} Количество жил турмалиновых микрогранитов в Сарыкульском интрузиве составляет 212, лейкократовых гранитов — 2, в Каратюбинском — 5 (при мощности около 1 м).
^{IV} Аплит-пегматитовых жил в Сарыкульском интрузиве — II; в зоне контакта — 6, средняя их мощность 1 — 4 см. Общая мощность — 16 см.

они наблюдаются в виде секущих жил и служат заключительной фазой Аксайского гранитоидного интрузива.

Контакты интрузивных выходов с вмещающими породами местами активные, но чаще холодные. Контактные изменения — мраморизация, ороговикование (окварцевание, биотитизация). В непосредственном контакте гранитоидных пород с мраморизованными известняками и в карбонатных породах устанавливается их осветление, дробление и перекристаллизация мраморов, а также небольшие скарновые тела, иногда с шеелитовой и другой минерализацией (рис. 2 в, г). В катаклазированных гранодиоритах —

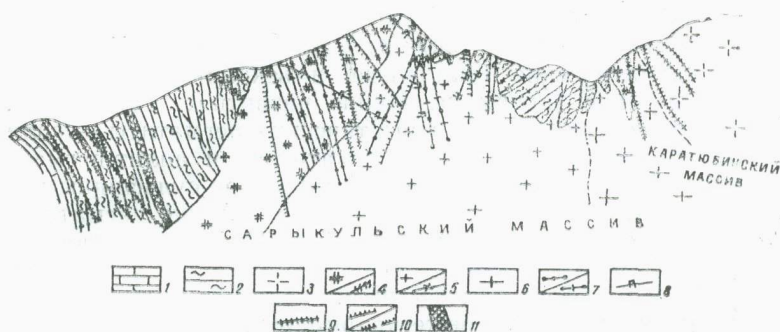


Рис. 3. Размещение жильно-магматических и постмагматических образований в Сарыкульском массиве (геологический разрез по левому борту Ингичка—Болосая).

1—мраморизованные известняки, 2—кварц-хлорит-слюнитистые, кварц-амфибол-полевошпатовые ороговикованные сланцы, 3 порфириновые гранодиориты, 4—двуслюдяные мелкозернистые граниты и их апофизы-дайки, 5—турмалиновые микрограниты и их апофизы, 6—лейкократовые апограниты и дайки апогранитовые, 7—аплиты и аплит-пегматиты, 8—пегматиты, 9—кварцевые жилы с убогой сульфидной минерализацией, 10—кварц-турмалиновые и турмалиновые жилы, 11—пироксеновые скарны.

интенсивная альбитизация, хлоритизация и осветление (6, 7). Будины гранитоидных пород, встреченные в экзоконтакте гранодиоритовых выходов так же, как и их эндоконтакты, осветлены (рис. 2 а, б, в). В гранитах и сланцах широко проявлены процессы окварцевания, турмалинизации и грейзенизации.

Породы Аксайского массива трещиноваты и местами пересечены жильно-магматическими и в большей мере постмагматическими образованиями (рис. 1, таблица).

Жильно-магматические проявления распространены незначительно. И. Х. Хамрабаев (6) на площади около 10 км² зафиксировал 14 даек и жил магматических пород. Мы обнаружили здесь 56 жильно-магматических и 190 постмагматических образований (таблица). Жильно-магматические проявления главным образом представлены пегматитами, реже биотитовыми турмалиновыми гранитами и др. (рис. 1, таблица). Они развиты в самом массиве, но чаще в экзоконтактах, морфогенетически образуют дайки-апофизы и жильные дериваты.

Дайки-апофизы, локализованные в метаморфических породах, сложены биотитовыми, турмалиновыми микрогранитами, лейко-

кратовыми гранитами и осветленными гранодиоритами, залегают в межпластовых отслоениях, реже секущих трещинах. Жилы, секущие сланцы, иногда известняки, и некоторые из магматических пород по составу близки к материнским интрузивам, но более мелкозернистые по структуре, светлее по цвету, постепенно переходят в штоки и тела, апофизами которых они являются (рис. 1).

Жильные дериваты указанных магматических пород сложены, в основном, пегматитами, редко аплитами. В возрастном отношении И. Х. Хамрабаев (6) связывает их с гранодиоритами (γ_2) и гранитами (γ_3). Об их древнем возрасте свидетельствует пересечение пегматитов жилами огнейсованных биотитовых гранитов (ущелье в 1,5 км к югу от к. Эрикуль).

Среди пегматитов подтверждены выделенные И. Х. Хамрабаевым (6) магматические (шлировые, инъекционные и жильные) и метасоматические (преимущественно развиты). Первые имеют более простой состав (6), метасоматические пегматиты — полиминеральные. О разновозрастности пегматитов и аплит-пегматитов можно судить по взаимоотношению их с кварц-сульфидными жилами, которые местами секут их, а иногда поздние пегматиты секут кварц-сульфидные жилы (левый борт Ингичка—Болосая).

Широко распространенные жилы постмагматических образований представлены убого сульфидными кварцевыми, кварц-турмалиновыми, турмалиновыми, реже кварц-полевошпатовыми и другими жилами. При этом минерализованные кварцевые и кварц-полевошпатовые жилы встречаются в сланцах, биотитовых, двуслюдяных и турмалиновых микрогранитах, в единичных случаях — в известняках и порфириовидных гранодиоритах. Кварц-турмалиновые и турмалиновые жилы в равной степени наблюдаются во всех магматических породах и сланцах. Они секут, но чаще накладываются на пегматиты, аплит-пегматиты и слабо минерализованные кварцевые жилы.

Мощности жильно-магматических и постмагматических образований (таблица) невелики (от 1—2 см до 1 м и более), протяженность от 3—10 до 150—200 м. Они размещены в интрузивных породах преимущественно в субмеридиональном направлении, а в экзоконтакте также наблюдаются субширотные. Жилы встречаются пологопадающие (аз. пад. $50—100^\circ \angle 30—40^\circ$) и крутопадающие $100—120^\circ \angle 40—80^\circ$). Пологопадающие преимущественно пегматитовые, некоторые кварц-турмалиновые, крутопадающие — кварц-турмалиновые, турмалиновые, кварц-сульфидные и др. Жилы-апофизы залегают согласно с вмещающими породами, сохраняя элементы их залегания, иногда по секущим трещинам, крутого залегания в удалении и пологого — вблизи контакта с интрузивом.

Взаимоотношение скарново-шеелитовой минерализации устанавливается только со слабо минерализованными кварцевыми и кварц-полевошпатовыми жилами, они накладываются и секут скарны и руды. Перечисленные жильно-магматические и другие постмагматические образования пространственно разобщены со скарново-рудными телами.

Сарыкульский массив занимает ядерную часть Каратюбинской антиклинали на западе площади и полностью уничтожает складку в восток-юго-восточном направлении, а северная часть занимает ядро Сарыкульской синклинали и прорывает кварц-слюдистые, полевошпат-амфиболовые сланцы, амфиболиты и реже мраморизованные известняки. В водораздельной части интрузива и эндоконтакте встречаются многочисленные ксенолиты кварц-слюдистых гранитизированных сланцев. Северная часть массива в основном сложена двуслюдяными, относительно мелкозернистыми гранитами ($C_3-R_1\gamma_3$), в южной и юго-восточной встречаются штокообразные выходы мелкозернистых турмалиновых гранитов, в юго-западной его части обнажаются лейкократизированные микрограниты, возможно, породы четвертой фазы (7, 8). Турмалиновые микрограниты включают измененные ксенолиты двуслюдяных гранитов, вероятно, являющиеся породами дополнительных интрузий двуслюдяных гранитов (по В. С. Коптеву-Дворникову, 1958, 1960). Контакты гранитоидных пород с вмещающими их сланцами в большей части задернованы, но судя по апофизам, наблюдаемым в северном и южном экзоконтактах, крутые ($65-85^\circ$), с падением в обе стороны; южный контакт положе северного. В западной оконечности массива на контакте мраморизованных известняков с гранитоидами, а также в межпластовых отслоениях встречаются пироксен-гранат-везувиан-шеелитовые скарны (3, 4). В двуслюдяных гранитах и, реже, в других наблюдаются процессы автоматоматической турмалинизации, грейзенизации, альбитизации и др. (5).

Массив сильно трещиноват и пересечен многочисленными жильно-магматическими и постмагматическими проявлениями, которые в количественном отношении резко преобладают над Аксайскими и Каратюбинскими (таблица). Жильно-магматические образования представлены турмалиновыми микрогранитами, пегматитами, реже аплитами (обогащение турмалином, иногда гранатом), лейкократовыми гранитами; постмагматические жилы — турмалиновыми и в меньшем количестве — убогосульфидными кварцевыми жилами. Все перечисленные жилы встречаются и во вмещающих породах. В гранитоидном массиве они распределены неравномерно. Наблюдаются отдельные обогащенные жилами участки, приуроченные к периферическим частям, а также к местам проявления разновозрастных пород, в которых возникли зоны интенсивной трещиноватости. В восточной части массива на площади $1,5 \text{ км}^2$ нами зафиксировано 794 жильно-магматических и 1592 постмагматических жилы, в юго-западной эндоконтактной зоне на площади $0,2 \text{ км}^2$ жильно-магматических 72 и постмагматических проявлений 284 (таблица). При этом в двуслюдяных гранитах встречаются жильные образования всех упомянутых составов, а в их распределении отмечается определенная закономерность. Кварцевые, кварц-турмалиновые и турмалиновые жилы встречаются по всему массиву, но сконцентрированы в местах более интенсивной трещиноватости. Жилы турмалиновых микрогранитов и пегматит-

тов в двуслюдяных гранитах количественно постепенно увеличиваются с приближением к выходам турмалиновых микрогранитов и в большинстве случаев являются их ответвлениями. Боковые апофизы турмалиновых микрогранитов (северный контакт) залегают преимущественно в секущих трещинах двуслюдяных гранитов. В турмалиновых микрогранитах широко распространены постмагматические образования (турмалиновые, кварц-турмалиновые, особенно кварцевые жилы с убогой сульфидной минерализацией), редко встречаются жильно-магматические (пегматиты, аплит-пегматиты, турмалиновые и еще реже гранатовые аплиты).

Возрастные взаимоотношения розовых аплитов со скарнами наблюдаются четко. Они повсеместно секут скарны, и иногда с незначительной амплитудой смещения (2). В известняках отмечена маломощная (до 1 см) оторочка скарнов, а в доломитах — амфибола (5). Взаимоотношение скарново-рудных зон с серыми турмалиновыми аплитами не совсем ясно. Скарны пироксен-гранат-везувиянового парагенезиса. Их образование близко одновременное. Для кварцевых жил также отмечается два возраста. Ранние жилы сложены белым массивным, слабо минерализованным кварцем, и, вероятно, образовались до розовых аплитов. На них накладывались полевые шпаты, но чаще турмалин. Эти жилы секутся кварц-турмалиновыми и турмалиновыми жилами. Кварц в них серовато-белый, полупрозрачный.

Трещины, секущие двуслюдяные граниты, группируются в следующие системы: аз. пад. 170° и $350^\circ \angle 80-90^\circ$; 65° и $245-250^\circ \angle 80-90^\circ$; $80-90^\circ$ и $260-270^\circ \angle 85-90^\circ$. Для жильных образований, секущих эти породы, характерно преимущественно субширотное простирание жил: $170^\circ \angle 80-90^\circ$; $350^\circ \angle 75-90^\circ$, реже (до 8%) — $200^\circ \angle 50-65^\circ$.

На участках развития турмалиновых микрогранитов системы трещин с аз. пад. $175-190^\circ$ и $5-355^\circ \angle 85-90^\circ$, реже $235-240^\circ \angle 60-70^\circ$, $215^\circ \angle 85-90^\circ$, $30-50^\circ \angle 10-30^\circ$. Для всех жил характерно субширотное простирание, но для кварцевых и кварц-турмалиновых углы падения колеблются в пределах $70-90^\circ$, а для пегматитов чаще $30-40^\circ$.

Каратюбинский интрузив — крупнейший в горах Каратюбе. Простирание его субширотное, протяженность более 50 км, ширина более 25 км; приурочен к ядру одноименного антиклинория. Интрузив многофазный, но на изучаемой площади сложен биотитовыми, местами двуслюдяными гранитами ($C_3-P_1V_3$). В западной части изучаемой площади массива встречаются аплитовидные, меньше пегматоидные граниты в виде дайкообразных и штокообразных тел в эндоконтакте биотитовых гранитов, а также среди сланцев и реже известняков. Породы ранних фаз (кварцевые диориты, порфириовидные биотитовые гранодиориты) распространены за пределами изучаемой площади.

В экзоконтакте, в участках, где переслаиваются известняки, сланцы, амфиболиты и кремнистые породы, встречаются диопсид-гранат-везувиян-шеелитовые скарны. Сами граниты подверг-

путы альбитизации, мусковитизации и иногда микроклинизации, связанные с аутометасоматическими процессами (5).

На изучаемой части Каратюбинского массива жильно-магматические породы встречаются в незначительном количестве и представлены дайками-апофизами лейкократизированного гранита, редкими маломощными (1—20 см) жилами пегматита, аплита, иногда содержащего турмалин и гранат. Последние развиваются в эндоконтакте самого интрузива, нередко переходя во вмещающие породы. Апофизы лейкократовых гранитов секут диопсидовые скарны, а аплиты — диопсид-гранат-везувиановые. Значительное распространение жильно-магматических проявлений отмечается за пределами изучаемой площади (6), в местах проявления пород нескольких фаз гранитоидного комплекса (C_3-P_1) в эндоконтактах и верхних частях массива. По составу они разнообразны (5, 7). Аплиты и пегматиты содержат крупнокристаллические пегматоидные участки. Пегматиты расположены в непосредственной близости к контакту мусковитизированного гранита.

На описываемой площади из постмагматических жил широко распространены кварцевые, кварц-турмалиновые жилы, часто с убогой сульфидной минерализацией (рис. 4). Особенностью гранитного массива является наличие многочисленных параллельно сближенных трещин, образующих зоны изменения (рис. 4) — альбитизация, грейзенизация, березитизация с бедной минерализацией. Мощность зон от 2 до 5—10 м. Большинство жил и зон трещиноватости в эндоконтактной части массива имеют субмеридиональное залегание — аз. пад. жил $100-130^\circ \angle 50-70^\circ$, зон изменений $110-120^\circ \angle 80^\circ$. Поздние процессы грейзенизации, иногда альбитизации, а также кварц-полевошпатовые, кварц-турмалиновые и кварцевые жилы с сульфидной минерализацией, развивающиеся по трещинам, накладываются на ранние изменения. Наблюдается закономерность — увеличение мощности и степени изменения в участках развития скарново-рудных зон.

Некоторые из упомянутых процессов изменения проявлены и во вмещающих осадочно-метаморфических отложениях в экзокон-

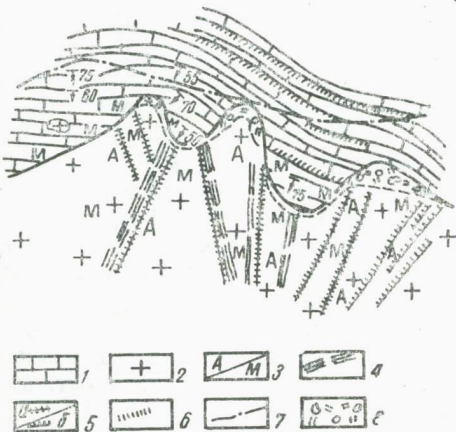


Рис. 4. Зоны трещиноватости и изменения в гранитах Каратюбе (юго-восточный участок месторождения Каратюбе, план).

1 — мраморизованные известняки, 2 — биотитовые граниты Каратюбинского массива, 3 — альбитизация и мусковитизация, 4 — кварц-альбит-мусковитовые жилы, 5 — кварцевые с убогой сульфидной минерализацией и кварц-турмалиновые жилы, 6 — пироксен-гранат-везувиановые скарны с шеелитом, 7 — разрывные нарушения, 8 — четвертичные отложения.

такте массива и накладываются на скарново-рудные тела. Они выражены грейзенизацией, окремнением сланцев, мраморизованных известняков и скарнов. Секутся слабо минерализованными кварцевыми и кварц-полевошпатовыми жилами.

На основании сравнительного изучения массивов и закономерностей размещения в них жильно-магматических и постмагматических образований можно сделать следующие выводы.

1. Массивы принадлежат к одному диорит-гранодиорит-гранитному ряду S_3-R_1 комплекса (6, 7).

2. Аксайский массив формировался в условиях интенсивных, неоднократно повторяющихся тектонических движений; его выходы приурочены к субширотным локальным поднятиям, смятиям и зонам разломов. В основном он представлен гранодиоритами (γ_2). Их прорывают граниты (γ_3), возможно (γ_4), с внедрением которых обновлялись ранние нарушения и возникали новые трещины и разрывы меридионального направления.

Последовательность формирования постмагматической минерализации подобна таковой Сарыкульского, Каратюбинского массивов: а) скарны (для Аксайского — главным образом пироксеновые с шеелитом, для Сарыкульского и Каратюбинского — пироксен-гранат-везувиановые с шеелитом), б) слабо минерализованные грейзены, в) кварцевые жилы с редкой сульфидной вкрапленностью, г) слабо минерализованные пегматиты, д) кварц-турмалиновые и турмалиновые пегматиты.

3. Сарыкульский массив приурочен к ядрам сопряженных Каратюбинской антиклинальной и Сарыкульской синклинали складок. Он в основном сложен двуслюдяными гранитами (γ_3), меньше — турмалиновыми микрогранитами фазы дополнительных интрузий. В южных контактовых частях массива выходы лейкократовых и пегматитовых гранитов являются эндоконтактовой метасоматической разновидностью гранитов (γ_3). Некоторые жилы равнозернистых аплитов (1 участок месторождения Каратюбе), — возможно, дайки-апофизы нескрытого интрузива лейкократовых гранитов (γ_4).

Массив характеризуется очень интенсивным распространением жильно-магматических и постмагматических проявлений. Жильно-магматические образования — главным образом дайки-апофизы двуслюдяных гранитов и турмалиновых микрогранитов, редко — лейкократовых гранитов.

4. Каратюбинский массив местами сложен биотитовыми гранитами (γ_3). Характеризуется слабым развитием апофиз и даек, широким — кварцевых, кварц-турмалиновых слабо минерализованных жил, зон трещиноватости и изменений. Все это свидетельствует о менее глубоком становлении, по сравнению с Аксайским и более интенсивной эрозии массива. Характерные региональные метасоматические и постмагматические изменения — грейзенизация, меньше альбитизация, микроклинизация.

5. Дайки-апофизы гранодиоритов (γ_2) и гранитов (γ_3) относительно скарново-рудных тел имеют дорудный возраст. Постмагма-

тические растворы, образовавшие скарны с редкометальной минерализацией связаны с теми же интрузиями, что и дайки-апофизы. Их формирование происходило из одного источника. Жильные образования сыграли большую роль в локализации скарнов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдуллаев Х. М. Дайки и оруденение. М., Госгеолтехиздат, 1957.
2. Кучукова М. С. К вопросу о влиянии вмещающих пород на состав жильных образований скарнового поля Каратюбе (Зап. Узбекистан). «Изв. АН УзССР», сер. геол., 1957, № 3.
3. Кучукова М. С. Парагенетические ассоциации скарново-шеелитовых образований Западного Узбекистана, возникших в связи с различными формациями гранитоидных интрузий. В сб. «Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений», Изд. ЛГУ, 1971.
4. Кучукова М. С., Исмаилов М. И., Джамалетдинов Н. К. Скарново-редкометальные и пегматитовые формации Западного Узбекистана. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1971.
5. Хамрабаев И. Х. Мусковитизация и двуслюдяные граниты в Зирабулакских и Каратюбинских интрузиях (Зап. Узбекистан). Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 1, 1952.
6. Хамрабаев И. Х. О соотношениях аплитов, пегматитов и некоторых других жильных пород в интрузивах Западного Узбекистана. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 6, 1954.
7. Хамрабаев И. Х. Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане, Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1958.
8. Хамрабаев И. Х. [и др.]. Петрография Узбекистана, т. II, 1965.
9. Хамрабаев И. Х. О новых типах вольфрамовых руд в Западном Узбекистане. «Узб. геол. журн.», 1972, № 4.

УДК 550.42+553.22(575.11)

П. М. Анкудович, А. Н. Росеева

О РАСПРЕДЕЛЕНИИ ЗОЛОТА В МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПОРОДАХ КУРАМИНСКОЙ ПОДЗОНЫ (УзССР)

В отличие от пропилитизированных разностей пород площадного развития, считающихся иногда дорудными преобразованиями (4), локально-метасоматические породы (2) являются результатом околотрещинного метасоматоза, приурочены к системе разломов и находятся в непосредственной близости с золоторудным процессом. Изучались локально-метасоматические породы как в пределах известных золоторудных районов (Кочбулакское рудное поле, Алмалыкский рудный район, Акчасай, Дукентсай и др.), так и в удалении от них.

Общим для них является существенное изменение химического состава исходных пород (рис. 1, 2); а также преобразование их структуры от частичной сохранности отдельных реликтовых элементов материнских пород до полного их исчезновения.

Метасоматиты развиваются по эффузивным, субвулканическим, интрузивным породам различного возраста. Главные составные компоненты преобразованных вулканогенных пород — серицит, кварц, реже карбонат, пирит (Кочбулак). В зонах циркуляции более поздних растворов установлен пиррофиллит (Каульды), ко-

торый совместно с серицитом образует псевдоморфозы по плагиоклазам. Аналогичные ассоциации минералов фиксируются в метасоматитах по интрузивным породам, где серицит-кварцевые метасоматические породы сопровождаются хлоритовым ореолом с образованием хлорит-серицит-кварцевых разностей. В них иногда хлорит — ведущий компонент.

Согласно диаграмме, составленной по методике О. Н. Егорова (3), в направлении неизменная — интенсивно измененная порода отмечается почти повсеместное обогащение пород золотом за счет привноса кремния, сопровождающееся довольно обильным

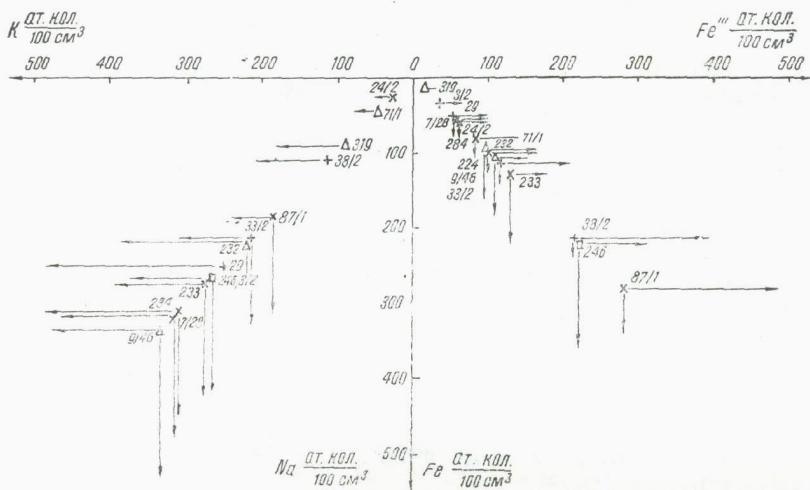


Рис. 1. Диаграмма К — Fe для отдельных представителей магматических пород с характеристикой золота в направлении неизменная — интенсивно измененная их разность (по О. Н. Егорову).

выносом остальных окислов и обнаруживающее общность источников кварца и золота. В отдельных случаях наблюдается местное обогащение пород глиноземом или железом, либо к привносу кремния частично присоединяются суммарные щелочные компоненты или суммарное железо.

Наибольшие концентрации золота в локально-метасоматических магматических породах определяются значимыми положительными корреляционными зависимостями пар золото—кварц (+0,27; +0,52; +0,3; +0,7), золото—серицит (+0,36; +0,38; +0,09; +0,4) с переменным преобладанием одного из них.

Среди измененных вулканогенных пород максимальный привнос золота фиксируют производные дацит-трахиандезитовой формации среднего карбона, определяемые содержаниями золота, в 7—56 раз превышающими его количества в исходных породах (0,0053 г/т из 151 пробы). Из гидротермально преобразованных

Золото и сопутствующие рудные элементы в локально-метасоматических породах

| Измененные породы (се рипитизированные, окварцованные) | Кол-во проб | Средние содержания элементов и частота встречаемости, % | | | | | | | | | | \bar{X} Au в неизмененных по- родах |
|--|----------------|---|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---|
| | | Au | Ag | Cu | Pb | Zn | Mo | W | Sn | Bi | As | п. 10-7 кол-во проб |
| | | п. 10-7 | п. 10-5 | п. 10-3 | п. 10-3 | п. 10-3 | п. 10-4 | п. 10-4 | п. 10-3 | п. 10-6 | п. 10-4 | |

Вулканогенные

| | | | | | | | | | | | | |
|--|----|-------|--------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|---------------|------------|--------------|--------|
| Липарито-трахиандезитовая P ₁ | 10 | 5 | 2,6 20 | 2,6 100 | 0,2 100 | 7,8 77,7 | 8,8 40 | — | 0,04 10 | 60 10 | — | 1,9/20 |
| Липаритовая C ₃ | 5 | 8,6 | 5,4 80 | 3,2 100 | 5,5 100 | 4,8 60 | 8,2 100 | 3,4 80 | 0,3 80 | 74 80 | — | 1,7/27 |
| Трахидацит-андезитовая C ₂₋₃ | 10 | 8,2 | 5,2 100 | 3,8 100 | 7,9 100 | 7,4 100 | 1,2 100 | 10 100 | 0,2 100 | 470 100 | 11 30 | 3,2/13 |
| Дацит-трахиандезитовая C ₂ (порфириды) | 24 | 116,7 | 260 37,5 | 15,3 100 | 2,9 95 | 6,4 25 | 0,3 8 | — | 208,3 12,5 | — | 13 12,5 | 6,2/30 |
| Дацит-трахиандезитовая C ₂ (туфы) | 48 | 36,7 | 12 61,7 | 6 100 | 2,7 100 | 5,7 70 | 4 64 | 1,9 23 | 0,09 40 | 700 42 | 44,8 23,8 | 5,1/51 |
| Дацит-трахиандезитовая C ₂ (субвулканические) | 59 | 10,4 | 3,0 81 | 3 100 | 4,5 97,9 | 8,8 87,5 | 1,9 69 | 2,2 32,7 | 0,2 83,3 | 53 72,9 | 20 40,6 | 4,9/70 |
| Дацит-трахиандезитовая C ₁₋₂ | 44 | 117,5 | 27,2 61,3 | 1,5 100 | 4,1 9,9 | 6,4 56,5 | 3,5 27,2 | 2 2 | 0,01 4,5 | 5 9 | 17 13,6 | 2,1/14 |

Интрузивные

| | | | | | | | | | | | | |
|--|----|-------|---------------------|----------------------|--------------------|--------------------|--------------------|-------------------|--------------------|---------------------|---|--------|
| Гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры | 14 | 6,4 | $\frac{0,7}{21,4}$ | $\frac{12,7}{100}$ | $\frac{10,9}{100}$ | $\frac{3,3}{71,4}$ | $\frac{19}{35,7}$ | $\frac{21}{7,1}$ | $\frac{1,4}{21,4}$ | $\frac{640}{14,4}$ | — | 8,9/65 |
| Гранодиориты, граодиорит-порфиры С ₃ — Р ₁ (Куюнда) | 17 | 110,5 | $\frac{3,9}{35,3}$ | $\frac{127,2}{100}$ | $\frac{4,5}{100}$ | $\frac{6,9}{64,7}$ | $\frac{3,7}{100}$ | — | $\frac{0,2}{100}$ | $\frac{60}{6}$ | — | 5,6/12 |
| Гранодиориты порфиroidные, монцо- ниты С ₂ | 8 | 3,0 | $\frac{40,5}{62,5}$ | $\frac{1,7}{100}$ | $\frac{17,2}{100}$ | $\frac{76}{87,5}$ | $\frac{17}{100}$ | $\frac{16}{100}$ | $\frac{0,8}{100}$ | $\frac{1700}{62,5}$ | — | 3,6/57 |
| Гранодиориты С ₂ (Кармазар) | 8 | 19,9 | $\frac{2,9}{62,5}$ | $\frac{6,6}{100}$ | $\frac{2,7}{100}$ | $\frac{4,5}{75}$ | $\frac{14}{62,5}$ | $\frac{165}{50}$ | $\frac{0,7}{75}$ | $\frac{260}{50}$ | — | 5,5/55 |
| Сиснито-диориты алмал. типа С ₂ | 38 | 172,8 | $\frac{4}{56,7}$ | $\frac{22}{100}$ | $\frac{4,6}{91,9}$ | $\frac{8}{70,2}$ | $\frac{10}{76,5}$ | $\frac{19}{21,6}$ | $\frac{0,6}{56,7}$ | $\frac{90}{18,9}$ | — | 8,1/13 |
| Порфиroidные кварц-биотит-пироксе- новые сиснито-диориты Д _{1 2} | 14 | 102,6 | $\frac{4,7}{71,4}$ | $\frac{594,6}{85,7}$ | $\frac{768}{92,9}$ | $\frac{8,3}{85,7}$ | $\frac{24}{57}$ | $\frac{7}{7}$ | $\frac{0,3}{50}$ | $\frac{70}{7}$ | — | 28,12 |
| Биотитовые граниты, пегматоидные аляскиты — Д ₁ | 12 | 18,5 | $\frac{8}{8}$ | $\frac{87}{100}$ | $\frac{44}{100}$ | $\frac{48}{100}$ | $\frac{6,2}{91,7}$ | — | $\frac{0,2}{50}$ | — | — | 4,4/21 |

Примечание. В общей выборке проб участвуют также материалы Ю. Л. Гертмана,

интрузивных пород наибольшими содержаниями золота обладают сиенито-диориты алмалыкского типа С₂, порфирировидные гранодиориты до гранодиорит-порфиров куюндинского типа Р₁ и кварцевые биотит-пироксеновые порфирировидные сиенито-диориты Д₁₋₂, дающие концентрации золота, превышающие кларки в 23—40 раз.

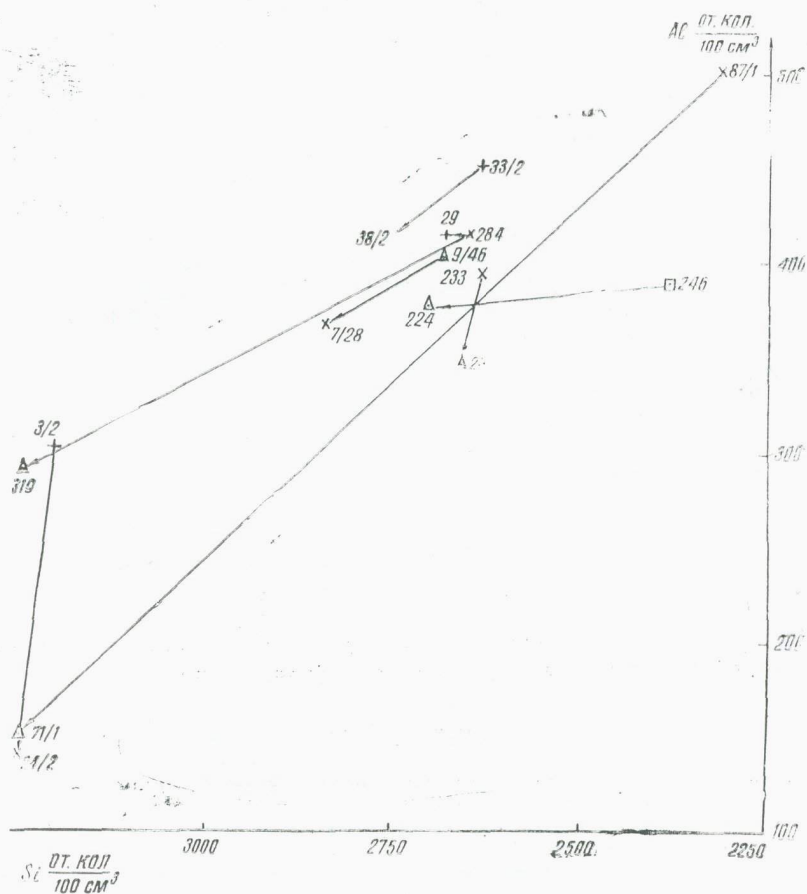


Рис. 2. Диаграмма Si—Al для отдельных представителей магматических пород с характеристикой золота в направлении неизменная — интенсивно измененная их разность (по О. Н. Егорову).

Примечание. Сравнимые пары: 246 — 224; 233 — 232; 284 — 29; 284 — 319; 9,46 — 7,28; 87,1 — 71,1; 33,2 — 38,2; 3,2 — 24,2; Содержание золота, г/т (по знаку): 0,05 — 0,1 и > — \triangle ; 0,0055 — 0,01 — \square ; 0,0015 — 0,005 — \times ; 0,0001 — 0,001 — +.

Перечисленные гидротермально измененные магматические породы с наивысшими содержаниями золота характеризуются в неиз-

мененных разностях повышенной золотоносностью, представляют собой большой внутренний резерв на золото, сохраняют и увеличивают возможность мобилизации полезного компонента при наложении гидротермальных процессов.

Наименьшие содержания золота обнаружены в измененных порфиридных гранодиоритах C_3 , гранит-порфирах, адамеллит-порфирах, гранодиорит-порфирах P_1 и наиболее молодых вулканогенных породах линарит-трахиандезитовой формации P_1 .

Интервалы значений привноса золота в гидротермально измененных интрузивных породах — $19-262,10^{-7}\%$, в вулканогенных породах — $112-5495 \cdot 10^{-7}$ с явно преобладающим накоплением в последних. Золото в измененных породах сопровождается серией рудных элементов (таблица): Ag, Cu, Pb, Zn, Mo, W, Sn, As, Bi, отличающихся содержанием и различной частотой встречаемости. Большинство рудных элементов (серебро, медь, свинец, цинк, молибден, олово) постоянно сопутствует золоту.

Таким образом, благоприятными моментами для локализации золотой минерализации в магматических породах при наложенных процессах являются обильное окварцевание в сочетании с серицитизацией и хлоритизацией, что в порфиритовых разностях дацит-трахиандезитовой формации и в сиенито-диоритах среднего карбона дало максимум концентраций золота. Проявление хлоритизации вдоль нарушений можно использовать для поисковых целей на обнаружение наиболее продуктивных на золото слюдисто-кварцевых метасоматитов и скрытых золотосодержащих жил; из локально-метасоматических магматических пород наибольшими содержаниями золота обладают те разности, которые в неизменном виде характеризуются повышенной золотоносностью; золото в локально-метасоматических породах сопровождается большим набором рудных элементов, из которых постоянно сопутствуют ему серебро, медь, свинец, цинк, молибден, олово.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бадалов С. Т. О роли вмещающих пород в качестве возможного источника золота в эндогенных кварц-золоторудных месторождениях. В кн. «Минералогия и геохимия сульфидных месторождений Узбекистана». Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1966.
2. Боголепов В. Г. Вопросы методики исследований и классификации продуктов околорудных изменений. Сб. «Проблемы метасоматоза». М., Изд-во «Недра», 1970.
3. Егоров О. Н. Методы пересчета и графического изображения химических составов метасоматически измененных пород. Сб. «Вопросы петрохимии». Л., 1969.
4. Шер С. Д., Лайпанов Х. Х., Нагорная Т. В. Метаморфические и гидротермально-метасоматические преобразования пород на золоторудных месторождениях СССР. Тезисы докл. «Соврем. состояние учения о месторожд. полезн. ископаемых», Ташкент, 1971.

ОБ ОДНОМ ВАЖНОМ ТИПЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ ЧАТКАЛО-КУРАМИНСКИХ ГОР

В последние годы, кроме исследований по известным в регионе разрывным и складчатым нарушениям (4), появились работы по специфическим вулcano-тектоническим структурам (2, 7).

Меньше внимания уделялось тектоническим зонам скрытого типа, не сопровождающимся разрывными нарушениями в верхнем структурном ярусе и именуемым некоторыми исследователями «скрытыми глубинными разломами» (Томсон, 1964 и т. д.). Эти структуры нередко определяют размещение большей части продуктов эффузивного и интрузивного магматизма, а также рудной минерализации. Они выявляются на основе детального картирования и выражаются линейной ориентировкой цепочек малых интрузий, вулканических аппаратов, поясов и участков концентрации даек и минеральных жил (8 и др.).

Результаты крупномасштабных геологических и палеовулканологических работ последних лет позволяют предложить схему таких структур, названных «зонами повышенной проницаемости», для юго-западной части Чаткало-Кураминских гор (рис. 1). В размещении полей развития верхнепалеозойских вулканитов, отдельных вулканических тел, а также участков концентрации даек и малых интрузий отмечается отчетливая тенденция к линейной ориентировке.

В южной части территории (Кураминский хребет) основным структурным элементом является крупная северо-восточная зона (Главная Карамазарская глубинная вулканическая зона), представляющая собой пояс из нескольких зон повышенной проницаемости (1). В пределах этой зоны цепочкой локализованы четыре вулcano-тектонические депрессии (Ташкескенская, Адрасманская, Лашкерекская и Камчикская), а также серия дайковых поясов и позднегерцинских интрузивных тел, в том числе наиболее крупных из них — Шайданский гранитный и Бабайобский сиенито-диоритовый массивы.

В северной части рассматриваемой территории, в Чаткальском хребте, крупные поля вулканитов, относящиеся к Кызылнуринской, Чилтенской и Карабашской депрессиям, контролируются другими структурными элементами. Они тяготеют к сопряжению регионального северо-западного Кумбельского разлома с крупными разломами субширотного (восток-северо-восточного) направления.

В западной части Кураминского хребта субширотными разломами контролируются узкие вытянутые полосы развития верхнепалеозойских вулканитов, выделенные В. А. Араповым (2) как грабенсинклинальные структуры.

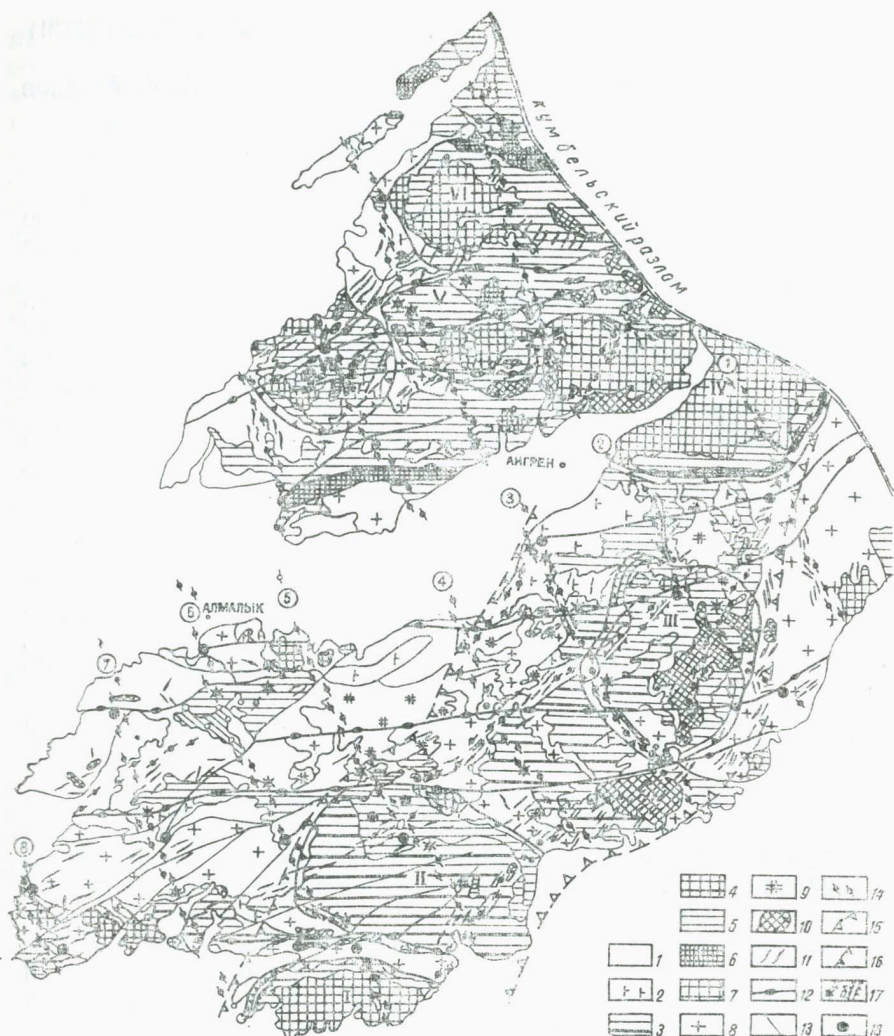


Рис. 1. Схема зон повышенной проницаемости юго-западной части Чаткало-Кураминских гор. Составил А. Е. Антонов с использованием материалов В. А. Арапова, В. Н. Байкова, И. А. Богомольного, В. В. Михайлова, В. Н. Ткачева, Ю. С. Шихина и др.

1—доверхнепалеозойские осадочно-вулканогенные и интрузивные породы; 2—андезитовая формация (C_{1-2}); андезитово-лацитовая формация (C_{2-3}); 3—покровные образования, 4—субвулканические и жерловые тела; липаритовая формация (P_1 — P_2 , ?); 5—покровные образования, 6—субвулканические и жерловые тела, 7—многоканальные экструзивы; гранитоиды карбона; 8—интрузии главной фазы, 9—гипабиссальные порфировые интрузии; 10—пермо-триасовые интрузии (щелочные граниты, сиенито-диориты и др.), 11—участки концентрации даек и дайковых пояса (значки показывают генеральное простирание систем даек); 12—субширотные разломы древнего заложения, 13—прочие крупные разломы, 14—зоны повышенной проницаемости скрытого типа, 15—границы Главной Карамазарской глубинной вулканической зоны, 16—границы вулканотектонических депрессий, 17—вулканические аппараты (а—центрального типа, б—линейного), 18—основные месторождения полиметаллов, золота, мели, флюорита и др. Вулкано-тектонические депрессии: I—Ташкескенская II—Адрасманская, III—Лашкерекская, IV—Наугарзанская, V—Чилтенская, VI—Кызылнуринская, VII—Карабашская.

Систему третьего направления образуют северо-западные зоны повышенной проницаемости. Как и северо-восточные, они имеют скрытый характер, т. е. не сопровождаются разрывными нарушениями, а фиксируются по соответствующей ориентировке субвулканических и экструзивных тел, центров извержений, участков сгущения даек, позднегерцинских интрузивных массивов и их апофиз. Эти магматические проявления вместе с наложенной на них рудной минерализацией обычно концентрируются в полосах шириной до 5—7 км (рис. 1).

Для выявления проницаемых зон скрытого типа использованы материалы палеовулканических реконструкций; в связи с этим наиболее уверенно северо-западные зоны трассируются в хорошо изученных вулканических районах. Положение зон может устанавливаться также по сериям геофизических и геохимических аномалий (3). На схеме (рис. 1) выделены основные северо-западные структуры этого типа (от 1-ой до 8-ой). Иногда между ними намечаются признаки промежуточных, менее проявленных зон.

К фрагменту одной из северо-западных зон (зона 2, рис. 1, 2), названной нами Лашкерек-Гудасской, приурочены магматические тела северо-западной периферии Лашкерекской вулканотектонической депрессии. Направлению зоны подчинена ориентировка ряда субвулканических и интрузивных тел. Влияние зон проницаемости на размещение магматических тел особенно показательное на примере крупного массива шайданских гранитов, локализованного вблизи пересечения Лашкерек-Гудасской зоны с одной из северо-восточных и имеющего апофизы соответствующих направлений.

К юго-востоку от этого массива в пределах зоны отмечается участок концентрации даек разнообразного состава. В месте ее пересечения с серией северо-восточных и субширотных разломов в них локализованы кварц-полиметаллические жилы Гудасского рудного поля.

На северо-западном продолжении описываемой зоны, вблизи пересечения ее с Лашкерекским разломом, в оперяющих его нарушениях размещается полиметаллическая минерализация Лашкерекского рудного поля. К северо-западу имеется еще один участок концентрации даек и вытянутый согласно зоне крупный экструзив андезито-дацитової формации.

На примере Лашкерек-Гудасской зоны повышенной проницаемости можно отметить характерные особенности таких структур скрытого типа: в одних случаях простирающиеся магматические тела непосредственно подчиняются направлению зоны, в других — к зонам приурочены скопления дайковых образований, простирающиеся каждого из которых хотя и отличается от простирающейся зоны, но в целом отчетливо ею контролируется.

Аналогичная особенность обнаруживается и в размещении рудных жил. Разрывные нарушения, пересекающиеся с зонами повышенной проницаемости, несут рудную минерализацию только в местах пересечений, а в удалении от них становятся безрудны-

ми. Так, северо-восточный Гудасский разлом выполнен мощной кварц-полиметаллической жилой только на стыке с Лашкерек-Гудасской зоной повышенной проницаемости скрытого типа.

Важнейшей особенностью зон повышенной проницаемости является длительность их жизни. Первые наиболее достоверные сви-

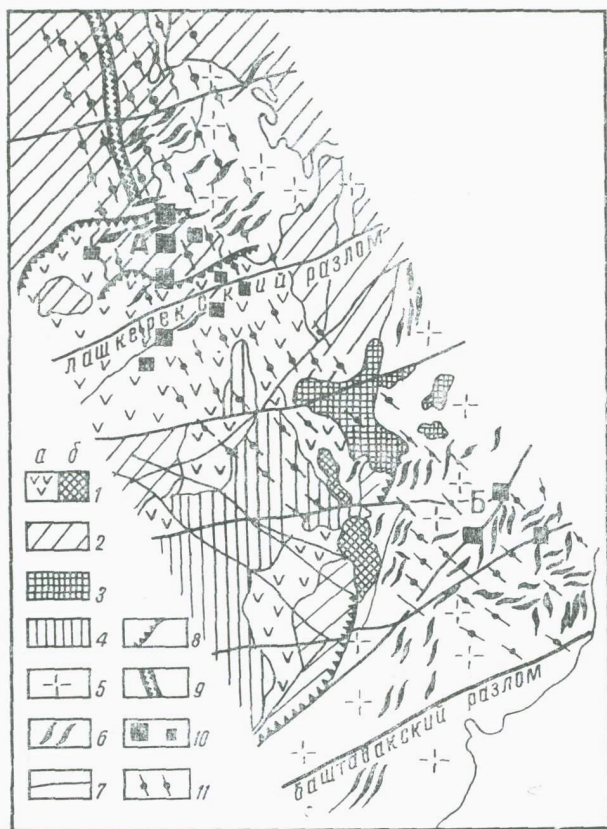


Рис. 2. Схема строения Лашкерек-Гудасской рудной зоны. Составил А. Е. Антонов с использованием материалов В. А. Арапова, В. Н. Байкова, Д. Н. Канаша, В. В. Канаша, В. В. Михайлова, Ю. В. Нечаева и др.

1—липаритовая формация (а—породы внутренней части Лашкерекской депрессии, б—субвулканические тела в составе кольцевой структуры депрессии); 2—андезито-дацитовая формация; 3—граниты шайданского типа; 4—сиенито-диориты бабайобского типа; 5—гранитоиды карбона; 6—основные дайковые тела; 7—разрывные нарушения; 8—кольцевые разломы вулканотектонической депрессии; 9—линейные каналы экструзивов; 10—полиметаллические месторождения (а) и рудопроявления (б) Лашкарековского (А) и Гудасского (Б) рудных полей; 11—Лашкерек-Гудасская зона повышенной проницаемости.

детельства их активности отмечают в среднем карбоне (по контролю порфировых интрузий и вулканических аппаратов андези-то-дацитовой формации) и в дальнейшем фиксируются до конца герцинского цикла (в период образования липаритовой формации,

внедрения самых молодых даек и рудных жил). Позже активность этих зон проявляется и в альпийское время. Так, тектоническое обрамление Ангренской долины к югу от г. Ангрена отчетливо подчиняется простиранию краевой структуры из системы Главной Карамазарской глубинной вулканической зоны (рис. 1).

Указанные три системы долгоживущих проницаемых зон обуславливают размещение продуктов посторогенного магматизма в Чаткало-Кураминских горах. Одна система — субширотная — представлена сквозными («открытыми») разломами и маркируется крупными разрывными нарушениями, две другие — северо-восточная и северо-западная — относятся к скрытому типу. В участках пересечений этих структур локализованы наиболее значительные скопления рудной минерализации (рис. 1). Видимо, скрытые зоны повышенной проницаемости можно считать «рудоконцентрирующими» (7).

Охарактеризованные структуры, особенно северо-западного простирания, распределены в регионе довольно равномерно, образуя своеобразную сеть с расстояниями между зонами обычно 10—15 км. На равномерность распределения рудоконтролирующих структур разных масштабов во многих рудных районах мира указывает Ян Кутина (4), обосновывающий «принцип равных интервалов» для траекторий напряжений. Весьма примечательно совпадение расстояний между рудоконтролирующими структурами Чаткало-Кураминских гор с другими рудными районами мира — Шотландии, Сардинии и др. (4), что, очевидно, является выражением глобальных закономерностей делимости земной коры в наиболее мобильных ее частях.

Важное рудоконтролирующее значение зон повышенной проницаемости заставляет обратить особое внимание на уточнение положения этих тектонических элементов и особенно участков их пересечений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Антонов А. Е. О строении Лашкерекской депрессии. «Узб. геол. журнал», 1970, № 4.
2. Арапов В. А. Кольцевые вулканоплутонические депресструктуры Чаткало-Кураминского региона (Срединный Тянь-Шань). Материалы ко 2-му Всесоюзному вулканологическому совещанию, М., Изд-во «Наука», 1964.
3. Вольфсон Н. Б. Применение гесфизических и геохимических методов при выявлении и картировании скрытых разломов фундамента в Кураминской структурно-фациальной зоне. Сб. научных трудов Главгеологии УзССР, вып. 4, 1964.
4. Королев А. В., Шехтман П. А. Структурные условия размещения постмагматических руд, М., Изд-во «Недра», 1965.
5. Кутина Я. О применении принципа равных расстояний при поисках рудных жил. Материалы Международного геологического конгресса, Прага, 1968.
6. Суворов А. И. К тектонике Ангренской долины. Изв. АН СССР, сер. геол., 1956, № 10.
7. Юдин В. Т. О верхнепалеозойских депрессионных структурах Кураминской подзоны. ДАН УзССР, 1967, № 10.
8. Фаворская М. А. [и др.]. Связь магматизма и эндогенной минерализации с блоковой тектоникой. Изд-во «Недра», 1969.

СОДЕРЖАНИЕ

| | |
|--|----|
| Ф. И. Вольфсон. Дмитрий Иванович Щербаков | 3 |
| Х. Н. Баймухамедов, Т. З. Закиров, М. Х. Турсунов. Некоторые вопросы пространственной связи гидротермальной минерализации с интрузиями (Юго-Западные Гиссары) | 11 |
| В. И. Попов, В. И. Троицкий, А. С. Теленков. Альпийские рудопроявления ртути в Фергане | 18 |
| А. И. Попов, А. А. Попова. Об альпийском рудогенезе в Средней Азии | 23 |
| Ф. И. Вольфсон, В. В. Архангельская. Систематика и особенности геологии телетермальных свинцово-цинковых месторождений | 27 |
| К. Л. Бабаев. Генетическая классификация оловорудных месторождений | 40 |
| А. П. Пак. Эпигенетическая зональность и генезис месторождений урана в корях выветривания песчано-глинистых отложений | 48 |
| С. Т. Бадалов, А. С. Поваренных. Элементы-примеси арсенипиритов | 53 |
| В. А. Паздзерский. О закономерностях локализации золотого оруденения на золото-сульфидном месторождении Южное (Кокпатаское рудное поле) | 57 |
| В. А. Хорват, Э. Б. Бертман, И. Х. Хамрабаев, Г. М. Чеботарев, Т. В. Семенова, Ю. А. Чернявский, Х. С. Тилляев. Околожильные метасоматические породы Чармитанского месторождения (Западный Узбекистан) | 61 |
| Л. А. Николаева, Р. П. Бадалова. Изучение типоморфизма золота при прогнозных и поисково-оценочных работах | 68 |
| В. И. Кусевич, Н. А. Никифоров. Гипергенные изменения на ртутных месторождениях Киргизии | 72 |
| Е. З. Мещанинов, Г. С. Мещанинова. Особенности околорудных метасоматитов золоторудного месторождения Актурпак (Алмалыкский район, УзССР) | 76 |
| П. В. Панкратьев, Ю. В. Михайлова. Температурные условия формирования полиметаллических руд Южного Узбекистана (на основе данных декрепитации) | 80 |
| И. М. Исамухамедов, М. Х. Кадыров. Об аксессуарных минералах вулканитов С ₂ -Т ₁ центральной части Кураминского хребта УзССР (Западный Тянь-Шань) | 86 |
| М. Р. Еникеев. Генетические типы шеелитовой минерализации в Алтын-Топканском рудном районе (ТаджССР) | 93 |
| А. К. Воронков, М. Т. Хон, В. Г. Яковлев. Минералого-геохимические особенности красноцветных пород протерозоя Центральных Кызылкумов | 95 |
| Л. Н. Котляревский. Зависимость между намагниченностью интрузивных пород и содержанием в них кремнезема | 99 |

| | |
|---|-----|
| Д. М. Сургутанова. Фациальная характеристика буратбулакской ритмосвиты верхнего ландовери гор Каракчатау (Южный Нуратау) | 103 |
| Р. М. Талипов, Р. А. Мусин, В. М. Глушенко, П. Нишанов, Д. Матчанов, М. А. Самигджанова. Результаты биогеохимических исследований в Алмалыкском районе | 107 |
| Е. Н. Окулов. О связи минерализации сурьмы с редкометальным пегматитом | 111 |
| Б. Ф. Василевский, А. Туресебеков. К геохимии главных элементов полиметаллического месторождения Карахана (Алмалык) | 114 |
| В. Б. Шувалов. О роли метасоматических процессов в образовании редкометальных месторождений грейзеновой формации (Средняя Азия) | 117 |
| С. Я. Клемперт, <u>Д. А. Сахор.</u> Э. М. Муратов. О висмутовой минерализации проявления Андагул (КиргССР) | 121 |
| Д. С. Канаш. Геохимические особенности фаций трахиандезит-дацитово-вой формации в междуречье Наугарзан-Кандыр (УзССР) | 125 |
| А. А. Колдаев, Н. В. Котов, А. И. Пак, Т. И. Ясколко. Бейделлит из коры выветривания габброидов Бельтау (Западный Узбекистан) | 129 |
| А. В. Покровский. Некоторые особенности метаморфогенного рудообразования в палеозойских подвижных зонах (на примере Южного Узбекистана) | 132 |
| И. М. Голованов, А. Я. Гадаев. Рудо- и петрогенные компоненты Алмалыкского и Текелийского сиенито-диоритовых интрузивов в Чаткало-Кураминских горах (УзССР) | 140 |
| Р. А. Мусин, Ш. Султанмуратов. Об условиях проявления ртути и сурьмы в Курамино-Ферганской зоне Срединного Тянь-Шаня | 147 |
| М. И. Исмаилов. Сосуществующие пироксены и гранаты некоторых скарново-рудных месторождений Узбекистана | 153 |
| М. С. Кучукова, З. М. Мурадов, О. Н. Кошелева. Закономерности размещения жильно-магматических и постмагматических образований гор Каратюбе | 158 |
| П. М. Анкудович, А. Н. Россеева. О распределении золота в метасоматических породах Кураминской подзоны (УзССР) | 166 |
| А. Е. Антонов. Об одном важном типе тектонических элементов Чаткало-Кураминских гор | 172 |
| Рефераты | 181 |

Металлогения и геохимия Узбекистана

*Утверждено к печати
Ученым советом Института геологии и геофизики им. Х. М. Абдуллаева,
Отделением «Науки о Земле», АН УзССР*

Редактор *Р. Б. Якубович*
Художник *П. Н. Хапилия*
Техн. редактор *М. И. Сухарева*
Корректор *Н. В. Хазова*

Р05285. Сдано в набор 23/I-74 г. Подписано к печати 18/IV-74 г. Формат 60 90^{1/16}. Бумага тип. № 1. Печ. л. 12,0. Бум. л. 6,0. Учетно-изд. л. 11,8. (1 вкладка). Изд № 672. Тираж 700.
Цена 1 р. 28 к.

Типография издательства „Фан“, УзССР, г. Ташкент, проспект М. Горького, 21. Заказ 48.
Адрес издательства: Ташкент, Гоголя, 70.

РЕФЕРАТЫ

Дмитрий Иванович Щербаков. Вольфсон Ф. И. Металлогения и геохимия Узбекистана, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1974.

Рассматриваются основные вехи жизни и деятельности академика Д. И. Щербакова, долгие годы изучавшего природные богатства Средней Азии. Показана его роль в открытии многих месторождений и рудопроявлений в выявлении перспективных площадей на различные типы оруденения.

УДК 553.061.2+553.065

Некоторые вопросы пространственной связи гидротермальной минерализации с интрузиями (Юго-Западные Гиссары). Баймухамедов Х. Н., Закиров Т. З., Турсунов М. Х. Металлогения и геохимия Узбекистана, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1974. Рис.—2, Библ.—8 назв.

Все интрузивные образования района разделены на ряд групп по сходству петрографического состава. Выделено шесть концентрических зон распространения гидротермального оруденения, начиная от внутренних частей интрузий до 3—4 км за их пределами. По расположению месторождений относительно интрузивных тел и выделенных зон составлены графики, показывающие зональное распределение гидротермальных рудных формаций.

УДК 546.499 (575.12/13)

Альпийские рудопроявления ртути в Фергане. Попов В. И., Троицкий В. И., Теленков А. С. Металлогения и геохимия Узбекистана, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1974, Библ.—7 назв.

Приводятся новые данные о возрасте ртутного оруденения в различных районах Средней Азии. Описаны наиболее интересные факты нахождения и возможного образования ртути. Предполагается наличие альпийской ртутной провинции, которая может иметь не только научный интерес.

УДК 553.2:551.78(575)

Об альпийском рудогенезе в Средней Азии. Попов А. И., Попова А. А. Металлогения и геохимия Узбекистана, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, Библ.—11 назв.

Приводятся некоторые данные о рудных образованиях и динамике растворов, подтверждающие правильность представлений Д. И. Щербакова об альпийском рудогенезе в Средней Азии.

УДК 005+553.44

Систематика и особенности геологии телетермальных свинцово-цинковых месторождений. Вольфсон Ф. И., Архангельская В. В. Металлогения и геохимия Узбекистана, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1974, Табл.—1, Библ.—12 назв.

Приводятся новые данные по систематике свинцово-цинковых месторождений, относящихся к низко- и среднетемпературным условиям образования.

Выделяется 8 промышленных групп месторождений с подробной характеристикой каждой из них.

УДК 001.33+553.45

Генетическая классификация оловорудных месторождений. Бабаев К. Л. Металлогения и геохимия Узбекистана, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1974, Табл.— 1, Библ.— 13 назв.

Приводится детальная классификация оловорудных и оловосодержащих месторождений с выделением категорий, групп, классов, типов, формаций, характерных элементов и минеральных ассоциаций. Среди типов выделены — гранитный, грейзеновый, альбититовый и др.

УДК 553.495:551.311.231

Эпигенетическая зональность и генезис месторождений урана, связанных с корами выветривания песчано-глинистых отложений. Пак А. И. Металлогения и геохимия Узбекистана, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1974, Рис.— 1, Библ.— 9 назв.

В профиле коры выветривания осадочных пород, где урановое оруденение контролируется эпигенетической зональностью, выделено 3 зоны: поверхностного, пластового окисления, цементации и ряд подзон. Приведены параметры, строение, текстурно-структурные особенности горных пород, их минеральный состав, рассмотрены особенности геохимических процессов, протекающих в пределах выделенных зон, подзон.

УДК 550.4+549.324.62

Элементы-примеси арсенопиритов. Бадалов С. Т., Поваренных А. С. Металлогения и геохимия Узбекистана, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1974, Табл.— 1, Библ.— 12 назв.

Приводится систематика всех элементов-примесей в арсенопиритах с детальным рассмотрением возможных форм их нахождения с позиции кристаллохимии. Предсказываются новые типы соединений золота и других элементов в арсенопиритах.

УДК 553.411 (575.16)

О закономерностях локализации золотого оруденения на золото-сульфидном месторождении Южное (Кокпатасское рудное поле). Паздзерский В. А. Металлогения и геохимия Узбекистана, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, Рис.— 2, Табл.— 2, Библ.— 5 назв.

Приведены новые данные по распределению золота в четырех пачках литологически разнородных пород карашахской свиты — туфобрекчиях (I), туфопесчаниках (II), сланцах (III), а также туфопесчаниках и алевролитах (IV). Максимальное содержание золота (1,46 г/т) приходится на третью пачку.

УДК 553.411.071+553.22 (575.16)

Околожилные метасоматические породы Чармитанского месторождения (Западный Узбекистан). Хорват В. А., Бертман Э. Б., Хамрабаев И. Х., Чеботарев Г. М., Семенова Т. В., Чернявский Ю. А., Тилляев Х. С., Металлогения и геохимия Узбекистана, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1974, Табл.— 3, Рис.— 2, Библ.— 13 назв.

Изучены своеобразные полевшпатовые метасоматиты, образующие зоны вдоль золотоносных кварцевых жил в граносиенитах. По минерально-

му составу и химизму они существенно отличаются от метасоматитов других формации района — лиственит-березитовой, хлоритовой и др., но подобные полевощпатовой других месторождений золота в Нуратинском регионе.

УДК 549.283+550.812.01

Изучение типоморфизма золота как метод получения минералогических критериев при прогнозных и поисково-оценочных работах. Николаева Л. А., Бадалова Р. П. Металлогения и геохимия Узбекистана, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1974, Библ.— 15 назв.

Приведены все важнейшие типоморфные признаки золота, которые являются характерными для определенных генетических типов его образования. Показано значение типоморфизма золота при оценке площадей на их золотоносность.

УДК 553.499:550.42 (575.22).

Гипергенные изменения на ртутных месторождениях Киргизии. Кусевич В. И., Никифоров Н. А., Металлогения и геохимия Узбекистана, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1974, Рис.— 1, Библ.— 6 назв.

Гипергенные процессы на ртутных месторождениях Киргизии привели к возникновению вторичных минералов ртути — порошковатой киновари, каломели, эглестонита, монтроидита, самородной ртути; к перераспределению рудного вещества в первичных ореолах рассеяния, в результате чего возникла зональность, подобная зональности сульфидных месторождений: зона первичных руд с фрагментами вторичного обогащения в верхней части, зона окисления и выщелачивания, зона приповерхностного вторичного обогащения. В результате переотложения могут возникать локальные высокие концентрации рудного материала — рудные тела.

УДК 553.24+553.22+553.41 (575.11)

Особенности околорудных метасоматитов золоторудного месторождения Актурпак (Алмалыкский район). Мещанинов Е. З., Мещанинова Г. С. Металлогения и геохимия Узбекистана, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1974, Табл.— 2, Рис.— 1, Библ.— 9 назв.

Расчетом баланса вещества при околорудных изменениях пород устанавливается: 1) во внутренние зоны березитов привносятся калий, железо и сера, а выносятся магний и кремнезем; 2) в зоны березитов привносятся все рудные элементы, содержание которых в 10—100 раз превышает фоновые количества во вмещающих породах. Предлагается использовать эндогенные ореолы в поисковых целях на кварцево-сульфидно-золоторудные месторождения.

УДК 553.442+549.1 (575.15)

Температурные условия формирования полиметаллических руд Южного Узбекистана на основе данных декрепитации. Панкратьев П. В., Михайлова Ю. В. Металлогения и геохимия Узбекистана, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1974.

Приводятся результаты декрепитации более 70 проб жильных кварца, кальцита, анкерита, барита. Показано, что формирование основной массы полиметаллических руд проходило в среднетемпературных условиях; подтверждено существенное отличие раннего кварца и наложенного на него промышленного полиметаллического оруденения от поздних метаморфических прожилков переотложения, заключающих процесс минералообразования.

Об аксессуарных минералах среднекарбовоно-нижнетриасовых вулканитов центральной части Кураминского хребта (Западный Тянь-Шань). Исамухамедов И. М., Кадыров М. Х. Металлогения и геохимия Узбекистана, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1974, Табл.— 6, Библ.— 12 назв.

В работе освещены материалы по аксессуарным минералам в среднекарбовоновых и нижнетриасовых вулканитах центральной части Кураминского хребта. Все выделенные аксессуары (апатит, циркон, сфен, пирит, магнетит, гематит и др.) обладают определенными закономерностями в распределении в породах, возникших в разных геологических условиях.

УДК 549.761.53+552.2 (575.31)

Генетические типы редкометалльно-шеелитовой минерализации в Алтын-Топканском рудном районе. Еникеев М. Р. Металлогения и геохимия Узбекистана, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1974, Библ.— 4 назв.

В месторождениях Алтын-Топканского рудного района шеелит установлен в двух типах скарнов и двух типах жильных гидротермальных образований: в гранатово-пироксеновом скарне, в эпидотовом, в кварцевой жиле с халькопиритом, в кварцево-кальцитовой жиле. В пределах описываемой площади существуют два генетических типа шеелита; скарновый и гидротермальный.

УДК 550.42:549:552.5 (575.16)

Минералого-геохимические особенности красноцветных пород протерозоя Центральных Кызылкумов. Воронков А. К., Хон М. Т., Яковлев В. Г. Металлогения и геохимия Узбекистана, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1974, Рис.— 2, Библ.— 5 назв.

В беспанской свите протерозоя Центральных Кызылкумов выделяются красноцветные породы дельтового и мелкозаливного происхождения, литологически представленные гравелитами, песчаниками, сланцами и кремнистыми породами. Наблюдается превышение в них окисного железа над закисным, развитие различных новообразований (обычно в виде конкреций) — железисто-карбонатных, железисто-ярозитовых, халцедоновых и др. Отличаются они и повышенными содержаниями ряда элементов — Sr, Mn. В сильно углеродистых пиритизированных прослоях возможны промышленные концентрации золота.

УДК 551.22+552 (575.1)

Зависимость между намагниченностью интрузивных горных пород и содержанием в них кремнезема. Котляревский Л. Н. Металлогения и геохимия Узбекистана, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1973, Рис.— 2, Табл.— 1, Библ.— 6 назв.

Выявлены статистические связи между намагниченностью интрузивных горных пород и содержанием в них кремнезема в пределах структурно-формационных зон, характеризующихся одинаковой петромагнитной зависимостью, что открывает широкие перспективы в использовании данных аэромагнитной съемки для оценки вещественного состава погребенных интрузивных массивов в пределах Среднего и Южного Тянь-Шаня.

УДК 551.7.022.4 (575.16)

Фациальная характеристика буратбулакской ритмосвиты верхнего ландовери в районе гор Каракчатау (Южный Нуратау). Сургутанова Д. М. *Металлогения и геохимия Узбекистана*, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1974, Рис.— 4, Библ.— 7 назв.

На основании комплекса литолого-фациальных исследований буратбулакская ритмосвита верхнего ландовери расчленена на подводнодельтовый и центральноотстойный фациальный пояса, в которых в свою очередь выделены подводнодельтовая обломочная, подводнодельтовая застойная, мелкозаливная обломочная и застойная зоны, а также доннотеченевая застойная. В основу выделения этих фациальных поясов и зон положен полидинамический фациальный анализ В. И. Попова.

УДК 550.4 (575.11)

Результаты биогеохимических исследований в Алмалыкском районе. Талипов Р. М., Мусин Р. А., Глущенко В. М., Нишанов П., Матчанов Д., Самигджанова М. *Металлогения и геохимия Узбекистана*, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1974, Табл.— 1.

Приводятся предварительные результаты биогеохимических исследований в Южном Алмалыке и Катрангинском рудопроявлении. Наиболее распространены на площади размещения медно-молибденового и скарново-полиметаллического оруденения медь, серебро, свинец, цинк, молибден, образующие аномальные концентрации. Растениями-концентраторами являются миндаль, фисташка, а элементами-индикаторами — серебро, свинец, медь.

УДК 549.353.24+549.353.5:553.493.5.063 (575)

О связи минерализации сурьмы с редкометальным пегматитом. Окулов Е. Н. *Металлогения и геохимия Узбекистана*, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1974, Рис.— 1, Табл.— 1, Библ.— 4 назв.

В экзоконтакте редкометального пегматита, во вмещающих слюдяных сланцах установлена вкрапленность сульфосоли сурьмы типа буланжерита-джермонита. Образование объясняется активизацией элементов вмещающих пород при внедрении пегматитового расплава.

УДК 550.4:546:553.445.446.41.48 (575.11)

К геохимии некоторых главнейших элементов полиметаллического месторождения Карахана (Алмалык, УзССР). Василевский Б. Б., Турсебеков А. *Металлогения и геохимия Узбекистана*, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, Табл.— 3, Библ.— 4 назв.

Приводятся результаты распределения Cu, Zn, Pb, Ag, Au, Ni и Co в рудных и нерудных минералах месторождения. Максимальное содержание рудообразующих элементов находится в прямой или обратной зависимости от содержания железа. Выявленные закономерности позволяют считать месторождение Карахана как комплексное на Pb, Zn, Cu, Mo, Ag, Au.

УДК 553.633/684+552.162 (575)

О роли метасоматических процессов в образовании редкометальных месторождений грейзеновой формации. Шувалов В. Б. *Металлогения и геохимия Узбекистана*, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1974, Табл.— 2, Библ.— 8 назв.

Даны содержания лития и бериллия в гранитах, грейзенах и флюоритово-слюдяных метасоматитах, а также количество лития в слюдах из вышеуказанных пород.

Приводится расчет «баланса» калия, натрия, рубидия, цезия, лития и бериллия при образовании кварцево-грейзеновых тел.

На основании фактических данных и расчетов делается вывод о возможности мобилизации этих элементов из вмещающих редкометальных гранитов и перетолжением их в зоне экзоконтакта с образованием флюорито-во-слюдяных метасоматитов.

УДК 553.498 (575.2)

О висмутовой минерализации проявления Андагул (КиргССР). Клемперт С. Я., Сахар Д. А., Муратов Э. М. Металлогения и геохимия Узбекистана, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1974. Рис.— 1, Библ.— 5 назв.

В месторождении описаны главные минералы — пирит и арсенопирит; второстепенные и редкие — халькопирит, сфалерит, марказит, блеклая руда, козалин, висмутин, висмут самородный, буронит и галенит. Очень редкими являются золото, пирротин, кобальтин, миллерит, виоларит, прустит, тетрадимит, теллури-висмутит и др.

УДК 550.4+552.323.2 (575.11)

Геохимические особенности фаций трахиандезит-дацитово-й формации в междуречье Наугарзан-Кандыр. Канаш Д. С. Металлогения и геохимия Узбекистана, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1974, Табл.— 1, Библ.— 9 назв.

На основании формационно-фациального расчленения вулканитов средне-верхнекарбоневой трахиандезит-дацитово-й формации выявлены следующие особенности в распределении элементов-примесей: с увеличением концентрации кремнекислоты в породах возрастают содержания Pb, Zg, Ba и убывают Ni, Co, Cr, V, Cu, Ti, Mn, Zn; в покровных фациях резко сокращаются содержания, в то время как в субвулканических образованиях количество его близко к кларку.

УДК 549:551.311.231. (575.16).

Бейделлит из коры выветривания габброидов Бельтау (Западный Узбекистан). Колдаев А. А., Котов Н. В., Пак А. И., Ясколко Т. И. Металлогения и геохимия Узбекистана, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1974, Рис.— 2, Библ.— 5 назв.

Впервые для района описан бейделлит, являющийся одним из главных породообразующих минералов зоны хлорит-бейделлитовых пород коры выветривания. Насыщение образца LiCl и прокаливание при 250° не приводят к необратимому сжатию его структуры, что свидетельствует о Si—Al замещениях в кремнекислородных сетках и о принадлежности минерала к монтмориллоноидам бейделлитового типа. Приводятся дифрактограммы, оптические константы, данные электронной микроскопии.

УДК 551.251+553.2 (575.15+575.192)

Основные особенности метаморфогенного рудообразования в палеозойских подвижных зонах (на примере Южного Узбекистана). Покровский А. В. Металлогения и геохимия Узбекистана, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1974, Табл.— 2, Библ.— 16 назв.

Для Байсунской и Южно-Гиссарской зон рассмотрены метаморфические процессы и их роль в мобилизации и переконцентрации рудных компонентов в геосинклинальных вулканогенно-осадочных толщах. Показано, что из глубинных зон метаморфизма в процессе гранитизации, ультраметаморфизма и кислотного выщелачивания метаморфогенными растворами выносятся значи-

гельная часть рудных компонентов. Вертикальная зональность в распределении пегматитовых, скарновых, грейзеновых и гидротермальных месторождений объясняется последовательным продвижением вверх фронтов гранитизации и кислотного выщелачивания.

УДК 550.85+550.42+552.321 (575.11)

Рудогенные и петрогенные компоненты Алмалыкского и Текелийского сиеито-диоритовых интрузивов в Чаткало-Кураминских горах (УзССР). Голванов И. М., Гадаев А. Я. Металлогения и геохимия Узбекистана, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1974, Табл.— 5, Библ.— 9 назв.

С помощью метода парной (линейной) корреляции изучены связи меди с петрогенными и рудогенными элементами в сиеито-диоритовых интрузивных массивах. Наиболее сильные связи Cu с Fe, Ca, V и Mg. Устойчивость связи проверена с помощью частных коэффициентов корреляции. Наиболее устойчивые связи Cu с Fe и Ca. Подчеркивается важная в металлогеническом отношении роль ассимиляции массивами известняково-доломитовых толщ. При этом повышается основность породы и содержание меди.

УДК 550.4+551.26+551.311.2+553+25/29+553.497/499 (575.11)

Об условиях проявления ртути и сурьмы в Курамино-Ферганской зоне Среднего Тянь-Шаня. Мусин Р. А., Султанмуратов Ш. С. Металлогения и геохимия Узбекистана, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1974, Библ.— 6 назв.

Проанализированы материалы по распределению сурьмы и ртути в мнералах, породах и их месторождений — в структурно-фациальных зонах, ярусах. Потенциальная рудоносность всех зон равноценна. Металлогеническая специализация обуславливается геохимическими особенностями не только элементов, но и толщ, слагающих поверхность продуктивных ярусов. Преобладание в них пород обогащенных железом, при слабом развитии терригенных пород (пород-носителей) подстилаемым карбонатными (породами-концентраторами), являются причиной слабой концентрации ртути и сурьмы.

УДК 553.064.32 (575.1)

Сосуществующие пироксены и гранаты некоторых скарново-рудных месторождений Узбекистана. Исмаилов М. И. Металлогения и геохимия Узбекистана, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1974, Табл.— 2, Рис.— 3, Библ.— 7 назв.

Отмечается своеобразное полярное соотношение — маложелезистый гранат, представленный преимущественно гроссуляром, находится в устойчивом равновесии с железистым пироксеном геденбергитового состава; они являются носителями редкометалльного оруденения: железистый гранат, состоящий в основном из андрадита, находится в равновесии с магнезиальным пироксеном диопсидового состава и являются индикатором железорудного оруденения. В изменении значений показателей преломления наблюдается аналогичная картина. Эти типоморфные особенности обусловлены влиянием кислотности, окислительного потенциала и разноглубинностью формирования скарново-рудных месторождений и служат в качестве индикаторов для выяснения характера оруденения в скарнах.

УДК 553.061,12:13 (575.14)

Закономерности размещения жильно-магматических и постмагматических образований на примере Аксайского, Сарыкульского и Каратюбинского массивов гор Каратюбе. Кучукова М. С., Мурадов З. М., Кошелева О. Н. Металлогения и геохимия Узбекистана, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1974, Рис.—3, Табл.—1, Библ.—9 назв.

В работе приводится сравнительное изучение вышеупомянутых массивов, закономерности размещения в них жильно-магматических и постмагматических образований и их взаимоотношение.

Подтверждаются ранние выводы о принадлежности массивов C_3-P_1 комплексу, неоднородность состава которых обусловлена различием геологоструктурных условий формирования, уровнем становления и эрозией.

Показано, что дайки — апофизы гранодиоритов ($C_3-P_1\gamma_2$) имеют до-скарново-рудный возраст, а гранитов ($C_3-P_1\gamma_3$) — близкоодновременный.

Жильные образования сыграли большую роль в локализации скарнов.

УДК 550.42+553.22 (575.11)

О распределении золота в локально-метасоматических породах Кураминской подзоны. Анкудович П. М., Россеева А. Н. Металлогения и геохимия Узбекистана, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1974, Рис.—2, Табл.—1, Библ.—4 назв.

Локально-метасоматические породы — результат околотрещинного метасоматоза; представлены ассоциацией серицита, кварца, реже карбоната, хлорита, пирита, являются продуктивными на золото. Золоту сопутствуют серебро, медь, свинец, цинк, молибден, олово.

Из локально-метасоматических магматических пород наибольшими содержаниями золота обладают разности, характеризующиеся в неизменном виде повышенной золотосодержимостью.

УДК 551.242.1 (575.11+575.2+575.31)

Об одном важном типе тектонических элементов Чаткало-Кураминских гор. Антонов А. Е. Металлогения и геохимия Узбекистана, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1974, Рис.—2, Библ.—8 назв.

Обращается внимание на значительно большее, чем считалось ранее, влияние тектонических зон скрытого типа на размещение рудной минерализации в регионе. Дана схема расположения «зон повышенной проницаемости», к юго-западу от регионального Кумбельского разлома, показано их значение, а также участки их пересечений.

Цена 1-руб. 28 коп.

1340