
**ПРОБЛЕМЫ
ГЕОЛОГИИ
И ГЕНЕЗИСА
СКАРНОВО-РУДНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ
СРЕДНЕЙ АЗИИ**

„ФАН“

АКАДЕМИЯ НАУК УЗБЕКСКОЙ ССР
Отделение наук о земле

ПРОБЛЕМНЫЙ СОВЕТ
„ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ
И МЕТАЛЛОГЕНИЯ“

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ
И ГЕОФИЗИКИ
им. Х. М. АБДУЛЛАЕВА

33/5

ПРОБЛЕМЫ
ГЕОЛОГИИ И ГЕНЕЗИСА
СКАРНОВО-РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
СРЕДНЕЙ АЗИИ

Издательство „Фан“ Узбекской ССР
ТАШКЕНТ - 1977

В сборнике подводятся итоги изучения скарново-рудных месторождений Средней Азии за последнее десятилетие. Освещаются условия образования и закономерности размещения скарново-рудных отложений, специфика их, обусловленная различием структурно-формационных зон, и возможная причинность этого; физико-химические условия развития скарнового и рудного процессов и их взаимоотношения; систематика и характеристика скарново-рудных формаций и их минеральных типов; методы прогнозирования скарново-рудных месторождений и рудных тел и общая перспективная оценка регионов.

Работа представляет интерес для геологов, изучающих месторождения полезных ископаемых, локализованные в скарнах.

Ответственный редактор - чл.-корр. АН УзССР

Х.Н. Баймухамедов

© Издательство "Фан" Узбекской ССР, 1977 г.

Утверждено к печати

Ученым советом Института геологии
и геофизики им. Х.М. Абдуллаева,
Отделением наук о Земле АН УзССР

Редактор Э.Р. Балаян

Корректоры О. Вахнина,

Л. Дамаева

ИБ 59

P-05729. Подписано в печать 28.УІ 1977. Объем 13,7 изд.л.
17,5 печ.л. Формат бумаги 60x90 I/16. Изд. № 68.
Тираж 350. Цена 2р.20к. Заказ 1429

Картфабрика Ин-та "Узгипрозем", Ташкент, ул. Мукими, 176

1. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ СКАРНОВО-
РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СРЕДНЕЙ АЗИИ

УДК 553.064.32.06(575)

Х.Н. Баймухамедов

ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ И ГЕНЕЗИСА СКАРНОВО-РУДНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ СРЕДНЕЙ АЗИИ

В СССР и во всем мире скарны известны как промышленно важный источник черных, цветных и редких металлов. В Средней Азии со скарнами связаны оруденения редких (вольфрам, молибден, олово и др.), цветных (меди, свинца, цинка), благородных (золото, серебро), черных металлов (железо) и других видов минерального сырья.

Раньше скарны были известны как эманационные (контактовые) (В.А.Обручев), контактово-метасоматические (А.Н. Заварицкий), биометасоматические и инфильтрационные (Д.С. Коржинский, Х.М.Абдуллаев и др.). К настоящему времени материалы о скарнах Средней Азии подтвердили предположение о биометасоматическом и инфильтрационно-метасоматическом происхождении скарнов. В 1928-1930 гг. в скарнах Средней Азии были обнаружены молибденит и магнетит. Вскоре (1940 г.) после открытия (1934 г.) Н.А.Смоляниновым шеелита в скарнах Лянгара он был повсеместно установлен в скарнах Средней Азии. Х.М.Абдуллаев, обобщив материалы 1945-1946 гг., выдвинул Среднюю Азию как провинцию шеелитоносных скарнов. В результате последующего изучения скарново-рудных месторождений выявлено значительное разнообразие рудоносности скарнов.

Следует отметить, что в изучении геологии и генезиса скарново-рудных образований и определении их металлургических возможностей есть много нерешенных и спорных вопро-

сов и проблем, в частности роль вмещающих пород в образовании различных типов скарнов и оруденения, магнезиальные скарны и их место в скарново-рудном процессе, связь оруденения с различными типами скарнов и их металлогеническая специализация, отношение скарново-рудных образований к пегматитам, апогранитам и гидротермальным образованиям, закономерности размещения и зональности скарновых месторождений в рудных полях и районах и металлогенических зонах Тянь-Шаня. Недостаточно разработаны критерии оценки перспектив и металлорудных возможностей скарново-рудных полей и рудных районов.

В июне 1974 г. была проведена конференция по геологии и генезису скарново-рудных месторождений Средней Азии. Основная задача конференции наряду с подведением итогов и обобщением проведенной работы — сосредоточить внимание участников конференции на нерешенных вопросах и проблемах, наметить пути их решения и определения критериев оценки перспектив скарново-рудных полей и рудных районов на различные виды минерального сырья.

Т.М.Мацокина, И.Х.Хамрабаев, Х.Н.Баймухамедов,
 М.С.Кучукова, А.Каххаров, К.Л.Бабаев, А.З.Юлдашев,
 М.Х.Турсунов, И.М.Мирходжаев, С.М.Халиков

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ СКАРНОВО-РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Средняя Азия, как отмечал еще в 1947 г. Х.М.Абдуллаев, - крупная скарново-рудная провинция. В ней выявлены десятки крупных, сотни и тысячи средних и мелких скарновых месторождений и рудопроявлений, в которых присутствуют все известные в мировой практике минералогические типы и рудные формации скарнов. Однако из числа выявленных промышленное значение имеют пока лишь скарново-редкометальная и скарново-полиметаллическая формации.

Выявление и изучение скарново-рудных формаций Средней Азии - результат многолетних исследований ряда коллективов. Весьма важен вклад участников ТПЭ, работы треста "Средазцветметразведка" и республиканских геологических служб, а также научно-исследовательских коллективов Академии наук и вузов Узбекистана, Таджикистана, Киргизии, ИГЕМ АН СССР и ВСЕГЕИ. Научно-исследовательские коллективы и тематические группы геологических служб обобщили накопленные данные и выявили региональные и локальные закономерности формирования и размещения скарново-рудных образований.

Определены общие региональные закономерности распространения скарново-рудных формаций на этой территории. Например, для Южно-Тяньшаньской области, особенно ее южной части, Зарафшано-Гиссарской, Гиссарской характерно распространение редкометальных, для Срединного Тянь-Шаня - железорудных, полиметаллических и реже редкометальных, а для Памира - редкометальных (В, W) и флогопитовых скарнов.

Выяснены связи скарново-рудного процесса с отдельными фаціальными формами проявления определенных магматических формаций: так, скарны с редкометальным (W , Mo, Sn) и золотым оруденением сопровождают гранитоидные тела повышенной основности, образующиеся в гипабиссальных и мезоабиссальных условиях; для железорудных, медных и полиметаллических скарнов свойственна ассоциация с гипабиссальными (до субвулканических?) интрузиями кислых и средних составов предположительно базальтоидного происхождения.

Установлена роль морфологии массивов, рельефа их контактовой поверхности, структуры и состава вмещающих толщ в локализации месторождений. В частности, доказана предпочтительная локализация промышленных редкометальных скарновых месторождений в узких окончатиях и областях пологих погружений контактовой поверхности интрузивов с карбонатными породами (А.В.Королев, Н.Д.Ушаков, И.Х.Хамрабаев).

Определена роль процессов диффузии и инфильтрации в возникновении различных морфологических типов скарновых тел и опережающей волны щелочности и кислотности в развитии процессов метасоматоза (Д.С.Коржинский, В.А.Жариков и др.).

Отмечено довольно широкое участие магнизиальных скарнов на доломитовых контактах в создании скарново-рудных тел самых различных минералогических (и петрогенетических) оттенков. Это позволяет лучше понять природу самых сложных явлений скарнообразования (Д.И.Шабьнин, Н.Н.Перцев и др.).

Детальные минералогические и петрографические исследования позволили установить эмпирическую закономерность наиболее интенсивного развития скарновых минералов в крупно- и среднезернистых мраморах, предпочтительного отложения рудных минералов (шеелит, молибденит) в грубозернистых пироксеновых, пироксен-гранатовых и везувиан-гранатовых разновидностях скарнов (М.С.Кучукова, М.И.Исмаилов, А.Бабаджанов).

В результате экспериментальных исследований (Э.Искандаров, М.Дзупов) получена возможность связать благоприятность крупнозернистых мраморов и пироксеновых скарнов с их высокими теплофизическими свойствами, обуславливающими быст-

рую разрушаемость пород и интенсивный тепло-массообмен в них.

Скарновые минералы (пироксены, гранаты), сопровождающие различное (железородное, полиметаллическое и редкометальное) оруденение, характеризуются разным минеральным составом и соответственно кристаллохимическими параметрами.

На материалах скарновых месторождений Западного Узбекистана разработаны индикаторы скрытого скарново-редкометального оруденения (Н.Д.Ушаков, А.В.Королев, И.Х.Хамрабаев, М.И.Исмаилов, М.С.Кучукова и др.).

Перечисленные закономерности позволят успешно вести поиски скарново-рудных тел на поверхности, оценивать обнаруженные проявления, сделают возможным первые прогнозы на глубину и построение средне- и мелкомасштабных металлогенических и прогнозных карт.

Средняя Азия - сложная складчатая страна. История геологического развития и особенности металлогении отдельных ее регионов различны и трактуются по-разному. Существует большое количество различных схем тектонического и металлогенического районирования этой территории. Причем все они выделяют Северный Тянь-Шань как регион с отчетливыми следами каледонского, Срединный и Южный Тянь-Шань - герцинского, а Памир и Копетдаг - с элементами альпийского тектогенеза, в ряде районов еще не завершено.

Большинство геологов рассматривают Южный Тянь-Шань как геосинклиналь длительного развития (байкало?-каледоно?-варисская) или междуядерную зону (по В.И.Попову) с относительно жесткими массивами по краям (Курамино-Ферганский или Срединно-Тянь-Шаньский на севере и Байсунский или Каракумо-Таджикский на юге). Между этими массивами и геосинклиналью располагается несколько асимметричных переходных зон с шовными структурами, выполненными офиолитовыми поясами. К переходным краевомассивным зонам приурочен особенно обильный магматизм, относимый многими к образованиям типа вулканно-плутонических поясов. Это особенно характерно для Северной Курамино-Ферганской зоны. В трактовке самих массивов также нет полного "терминологического" согласия (ядерные

зоны по В.И.Попову, срединные или краевые массивы по Борису, Ахмеджанову, Гарьковцу и др.) Несколько спорна трактовка Чаткальской подзоны, сходной, в частности, по "батолизовому" магматизму с Кураминским срединным массивом, но имеющей ряд черт и геосинклиналиного характера.

В обнажающейся части земной коры рассматриваемой территории отмечены породы от архейского до четвертичного возраста. Наибольший интерес в эндогенном и, в частности, в руденении скарнового типа представляют домезозойские образования, в пределах которых выделены гренвилльский, карельский, байкальский, каледонский и герцинский этажи. В наиболее древних из них, в частности в допалеозойских образованиях, в пределах Южного и Срединного Тянь-Шаня скарново-рудных проявлений почти нет, кроме нескольких точек скарново-гематитово-магнетитовой минерализации в Южном Гиссаре. Характерно, что древние мраморы Кассана при наличии в них плагиогранитовых даек нигде не несут следов скарнирования.

В каледонском этаже, особенно в верхне-ордовик-силур-нижне-девонских породах Южного Тянь-Шаня (Зарафшано-Гиссарская, Нуратино-Туркестанская зоны), локализуется около 2/3 скарново-рудных образований. Однако возраст интрузий, с которыми они связаны, герцинский. И только в пределах Северного Тянь-Шаня известен ряд скарново-рудных месторождений каледонского возраста: Караван (скарново-магнетит-касситеритовое), Чичкан (скарново-магнетитовое с сульфидами) и др. Подавляющая же масса скарново-рудных месторождений приурочена к герцинским структурам, породам и интрузиям: практически все крупные промышленные скарново-рудные объекты герцинского возраста.

Почти все скарново-рудные образования Средней Азии четко контролируются контактами интрузивных пород с вмещающими карбонатными или карбонатсодержащими толщами. Исключение составляет месторождение Чарух-Дайрон, локализующееся в интрузивных породах.

Характер интрузий, как и связанных с ними скарново-рудных формаций, существенно меняется в пределах отдельных структурно-фациальных зон.

Для Северного Тянь-Шаня наибольшее значение имеют скарново-рудные поля Сонкульского района (Кумбельское, Чаначское, Джаман-ашу, Кашка-су и др.). Характерная особенность их - связь с интрузией гранит-гранодиоритового состава карбонического возраста, существенно гранатовый (с большим количеством амфибола) состав скарнов, тесная ассоциация магнетита, гематита и шеелита, молибденита, многометальность отдельных полей, в частности Кумбеля (вольфрам, золото, висмут, олово и др.).

Для Срединного Тянь-Шаня (Чаткало-Кураминский район) установлен большой набор рудных формаций: скарново-олово-висмут-молибден-меднополиметаллическая (**Ташкерган**), скарново- (Гр, Вез, Пи) - халькопиритово-молибденитовая (Майдантал, Текешсай, участок Баркрак), скарново (Гр) - магнетитово-халькопиритовая (Шабрезская группа), скарново (Гр) - магнетитовая (Аткулак, Минбулак, Караарча, Чокадамбулак, Туранглы, Сусинген и т.д.), скарново (Гр) - гематитовая (Ихначская группа), скарново (Гр) - магнетитово-гематитовая (в районе Ихнача), скарново (Гр, Пи, форстерит-хондрадит) - магнетитовая с проявлением борной минерализации (Сюренъ-Ата), скарново (Гр, Пир, Вез) - молибденитовая (Чимган), скарново (Гр, Вез, Пир) - магнетитово-грейзеново-редкометаллическая с флюоритом (Анаульган-Каракызская группа, Саргардон и др.), скарново (Гр, Пир, Вез) - флюорит-магнетитово-редкометаллическая (Ойгаинг, Чам. 1-Мышиккольская группа), скарново (Пир, Гр, Вол, Эп, Фл) - арсенипиритово-висмутитово-халькопиритово-висмутитовая с наложенной свинцово-цинковой минерализацией (Джау-Джурек), скарново - (Гр, Пир, Вол) - арсенипиритово-халькопиритовая (Чепташ), скарново-золото-платина-молибдено-медная (Куру-Тегерек, Сулу-Тегерек), скарново (Пир, Гр, Вол, Амф) - сфалерит-галенитовая (полиметаллическая) (Алтынтопкан-Чал-Ата-Ташбулаковская, Курусай-Джангалыкская, Кансайская, Кошмансайская группы и др.), скарново-молибден-магнетитовая, скарново-шеелитовая (Чарух-Дайрон-Янгиканское поле).

Установлено проявление скарново-рудного процесса в регионе на протяжении всей истории развития герцинского тектоно-магматического цикла в связи с интрузиями различного состава и возраста. При этом характерно повторение

во времени отдельных формаций - скарново-халькопиритово-молибденитовой, скарново-магнетитовой, скарново-магнетитово-халькопиритовой, скарново-полиметаллической и др. Основная масса скарнов с медно-молибденовой (висмут, олово) минерализацией развивается в связи с интрузиями диоритового состава раннегерцинского (?) возраста; с медно-железорудной - гранодиорит-адамеллитовыми интрузиями (среднегерцинский этап), полиметаллической - с малыми порфировыми интрузиями, генетическая трактовка и возраст которых однозначно не установлены: одни геологи считают их пермскими, другие - среднекарбовыми. Наконец, большинство скарнов с редкометальной минерализацией ассоциирует с кислыми гранит-адакситовыми интрузиями и считается наиболее молодым - позднепермского возраста.

С молодыми кислыми (кварцевые порфиры) субвулканическими телами связаны и некоторые скарново-пропит-полиметаллические месторождения (Кумылкан). Наиболее крупные в Среднем Тянь-Шане - скарново-полиметаллические месторождения Кураминской подзоны в пределах краевого вулканоплутонического пояса. Крупное и единственное скарново-шеелитовое Чарух-Дайронское поле расположено вблизи границы с Южным Тянь-Шанем.

В Южно-Тянь-Шаньской металлогенической области выделяют две части - Зирабулак-Зиаэтинский, Каратюбинский, Чакылкалянский, Зарафшанский, Гиссарский, Алайский, Нуратинский районы с широким развитием скарново-редкометальных и реже других формаций и Южный Гиссар (переходная зона) со скарново-халькопиритовыми, скарново-халькопирит-пирротиновыми и реже скарново-редкометальными и скарново-магнетитовыми проявлениями. Металлогенический облик Южного Тянь-Шаня определяют скарново-редкометальные формации, среди которых выделяют семейство пироксен-гранат-шеелитовых скарнов (с Al , Si , Mo , Ag , B , Fe и др.), генетически связанное с гранитоидными формациями S_3-P_1 гранодиоритового состава, и семейство пироксен-гранат-везувиян-шеелитовых скарнов (с полиметаллами Be , W , Mo и др.), пространственно и генетически связанное с биотитовыми и двуслюдяными гранитами $S_3 - P_1$.

Важное значение имеют скарны с Sn, W, Be, связанные с гранитами, отмечены проявления скарново-магнетитовой (с шеелитом) формации, которую М.С.Кучукова предположительно связывает с малыми порфировыми интрузиями.

В Байсунской (Каракум-Таджикской) подзоне отмечены наибольшие образования скарново-магнетит-гематитовой и скарново-халькопирит-пирротиновой формаций. В Кугитанге - скарново-магнетит-гематитовая и скарново-оловорудная формации.

Выявлены скарново-рудные образования, связанные с основными породами: например, с щелочными габброидами (Ирису-скарново-золото-медные). Скарново-графитовое месторождение Тасказган связано с диоритами - дифференциатами габбровых массивов (?), скарново-железородные (Харанган) и скарново-медные проявления Гиссара - с плагиигранитами, которые считаются производными основной магмы.

Отмечены скарново-рудные образования связанные с кислыми и ультракислыми породами: например, скарново-редкометалльные месторождения Чаткала. Большинство же связано с гранитоидами повышенной основности, нередко с отклонением в сторону повышенной щелочности (монцититы и др.), что отмечал еще Х.М.Абдуллаев.

По характеру вмещающих осадочных пород можно выделить скарново-рудные объекты, связанные с чистыми известняками, несущими небольшое количество глинистого и доломитового материала, переслаивающимися толщами сланцев и известняков, содержащих обычно существенное количество глинозема, переслаивающимися известняками и эффузивами и с доломитами, доломитовыми и доломитистыми известняками.

Соответственно мы имеем различные петрологические типы скарнов: известково-железистые, известково-глиноземистые и магнезиальные или известково-магнезиальные. Первый тип особенно характерен для Чаткала (отчасти Южного Узбекистана), второй - для Южного Узбекистана, отчасти Курамы, третий только начинает выявляться во всех тектонических зонах (Яхтон, Кансай, Кургашиянкан, Куру-Тегерек и др.).

Обобщая сказанное, можно заключить, что крупные скарново-шеелитовые (и скарново-золото-шеелитовые) объекты (в отдельных случаях с Be , Sn и др.) связаны с геосинклинальной структурой длительного развития, мощными песчано-сланцево-карбонатными отложениями и в целом повышенной (40–45 км) мощностью земной коры. Магматические породы "батолитового этапа", с которыми связаны оруденелые скарны, как правило, отличаются нормальной или пониженной железистостью и ложатся в поле исходных гранитоидных магм. Для разреза осадочных и осадочно-метаморфических толщ характерны несколько повышенные против кларка содержания золота. Повышенными содержаниями золота обладают и некоторые интрузии, особенно вблизи пограничных, переходных областей (Бокалинский, Кошрабадский массив).

Крупные скарново-полиметаллические месторождения приурочены к краевому срединномассивному "вулканоплутоническому" поясу и связаны с гранитоид-порфировыми интрузиями ($\text{C}_2\text{-P}_I$). Существенные скарново-магнетитовые месторождения этого пояса связаны с батолитовыми гранитоидами C_2 повышенной основности и железистости. По петрохимическим показателям породы этих интрузий ложатся в пограничное поле базальтовых и гранитоидных магм со смещением в сторону базальтоидного поля. Мощность земной коры здесь несколько понижена (35–40 км). Характерна неоднородность коры со вторжениями высокоскоростных пород в верхние части (Алмалык-Кургашикан, Кочбулак-Ангрен).

В региональном плане вмещающие породы скарново-полиметаллических месторождений, главным образом известняки (с глинистыми и доломитовыми примесями) девона, характеризуются несколько повышенными против кларка содержаниями свинца и цинка.

Таким образом, как будто намечается связь между мощностями земной коры, тектонической природой зоны, типом магматизма, геохимической специализацией магматических и осадочных образований и характером оруденения в скарнах.

Чаткальская зона с редкометальной минерализацией в скарнах, связанных с аляскитоидными интрузиями, также характеризуется повышенной (до 55-60 км?) мощностью земной коры, а осадочные породы этой зоны $C_{III}-D_2$ возраста обнаруживают в отдельных случаях повышенные содержания Be , W , Au , Bi , Mo и др. Однако следует отметить и существенные различия Южно-Тяньшаньских и Чаткальских редкометальных скарнов, в частности широкое развитие в последних флюорита, что подтверждает наше мнение о связи аляскитоидных пермских интрузий с автономной посторогенной активизацией в пределах трансзональной секущей рудного пояса (интересно, что по петрохимии эти породы также ложатся в поле базальтоидных магм).

В Узбекистане накоплен достаточный материал по фациальности интрузий. В частности, выделены интрузии абиссальной, мезоабиссальной, гипабиссальной и субвулканической фаций. Известны скарны с тремя последними и, главным образом, со второй и третьей. Предварительные результаты исследований позволяют отметить следующие различия.

Скарны мезоабиссальных интрузий существенно гранатовые, гранатово-пироксеновые, нередко с мощными зонами волластонитов. Оруденение - железорудное, шеелитовое, золотое. Скарны гипабиссальных интрузий - гранатово-пироксеново-эпидотовые с обильным амфиболом. Оруденение главным образом полиметаллическое.

В скарнах субвулканических тел особенно широко развиты амфибол, бустамит, характерны последующие процессы пропитализации, с которыми и связано оруденение свинцового типа с особенно высокими содержаниями серебра и висмута. Месторождения своеобразны очень небольшими размерами, но очень богаты рудами.

В пределах изученных скарново-рудных полей в некоторых случаях отмечается хорошо выраженная зональность. Для Южного Тянь-Шаня смена снизу вверх по вертикали: скарново (Пс) Амф-Кв-Ше), скарново (гр. Пс) Альб., Сер, Кв-Мо, Ше с Аи, скарново (Пс, Гр, Амф), Сер, Мол, шп.- Кв - сфалерит (с Аи, Ag, Си). В Кошмансае отчетливо устанавливается смена скарново (Пс-Гр) полиметаллического оруденения верхних горизон-

тов гранатовыми скарнами с халькопиритом и магнетитом внизу). В Кураме в скарново-полиметаллических объектах шеелит увеличивается с глубиной.

По данным разведки, вертикальный размах скарново-рудных тел значительно больший, чем предполагалось ранее (Х.М.Абдуллаев, И.П.Кущнарев). Особенно большие возможности в этом отношении у скарновых месторождений, связанных с крутыми трещинными интрузиями, в частности гранитоид-порфировыми дайками. В Алтынтопканском поле общая глубина вскрытых скарново-рудных тел - 1,5 км.

Главным фактором, как и ранее, считается магматический. Без магматических тел и при наличии разломов и крыльев антиклиналей (что дает формальная статистика) скарнов нет. Само же размещение интрузий в различной степени оценивается значением крупных разломов, складок и т.д.

В размещении скарново-рудных тел уже в интрузивном поле существенны структурный фактор (пологие контакты, алофизы, межпластовые отслоения, трещины и т.д.) и состав вмещающих пород (избирательно замещение отдельных горизонтов). Особенно благоприятно переслаивание карбонатных и силикатных пород, обеспечивающее сложные мощные скарновые зоны. Сочетание различных структурных факторов обуславливает разнообразие скарново-рудных тел Средней Азии (контактные пластообразные и линзообразные тела, межпластовые пластообразные тела, трубчатые тела и трещинные жилы и их сечения).

Все изложенное свидетельствует о значительно возросших наших знаниях о скарново-рудных объектах региона. Однако многое еще не ясно и, по нашему мнению, при дальнейших исследованиях следует обратить внимание на такие вопросы.

Необходимо продолжать прогнозирование, поиски и выявление новых скарново-редкометалльных образований на закрытых территориях, особенно в пределах ранее выделенных редкометалльных рудных поясов и зон. Исследования горных (открытые) площадей рекомендуется сосредоточивать в Сонкульском районе Киргизии, закрытых площадях восточного Карамазара, западной части Памира, в горах Чакылкалян и переходных пло-

щадях между ними, Гиссаром и на южных склонах Гиссара.

Прогнозирование, поиски и выявление новых скарново-полиметаллических и скарново-магнетитовых месторождений в пределах Кзылкуму-Кураминского вулканоплутонического пояса особенно интересно в пределах закрытых территорий (проверка магнетитового пояса В.Г.Гарьковца и др.).

Следует продолжать работы по выявлению и оценке скарново-рудных (полиметаллические, висмутовые, оловянные и др.) месторождений Пскемо-Гайнгской рудной зоны, а по меди и золотоносности - Куру-Тегерек - Сандалашской.

Разработать надежные минерально-геохимические и геофизические индикаторы скрытого оруденения для отыскания новых резервов в районах действующих предприятий.

Продолжить разработку новых эффективных минералогических индикаторов для глубинных поисков рудных тел, не выходящих на поверхность земли (отдельно для скарнов железорудных, полиметаллических и отчасти редкометальных формаций).

Изучать связи скарново-рудных полей со спецификой глубинного строения земной коры, что позволит шире и эффективнее проводить оценку перспектив и проверки площадей, делать по ним прогнозы в пустынных районах Средней Азии.

Детализировать исследования морфологических (морфогенетические) типов скарново-рудных полей и месторождений, структурные условия размещения скарново-рудных тел.

Провести комплексные работы по оценке скарново-рудных районов, полей и месторождений с привлечением математических методов.

Уточнить некоторые генетические вопросы. Согласно наиболее общепринятому понятию, скарнами называют метасоматические породы, сложенные известково-магнезиально-глинозем-железистыми силикатами, возникшими в зоне высокотемпературного контактового ореола интрузий в результате реакционного взаимодействия карбонатных пород с магмой, интрузивными или другими алкмосиликатными породами при посредстве магматогенных растворов. При этом считается, что магнезиальные скарны об-

разовались в существенно магматическую стадию при взаимодействии доломитов с магмой, а известковые – под действием постмагматических растворов.

Рашифровку природы самих растворов в настоящее время дают работы ученых, особенно школы Д.С. Коржинского, основывающиеся на положениях термодинамики и экспериментальных данных и показывающие определяющее значение различной подвижности компонентов, фильтрационного эффекта, кислотно-основных свойств и эволюции постмагматических растворов.

Ученые среднеазиатской школы подчеркивали большую роль в особенностях этих растворов ассимиляционных процессов. Все эти положения остаются в силе. Однако детали этой проблемы в свете углубленных данных по генезису магматических пород и различных их особенностей в разных структурно-фациальных зонах заставляют внести некоторые уточнения о доле влияния тех или иных процессов в общей "кухне" развития петро-металлогенетической системы. По-видимому, степень значения ассимиляционных процессов в Кураминской и Южно-Тяньшаньской зонах будет различна.

Положение о единой щелочно-кислотной волне постмагматического раствора в пределах тектоно-магматического цикла (например, герцинского) (по В.А. Жарикову) на среднеазиатских примерах требует уточнения. Наличие внутри этого цикла в пределах Чаткало-Кураминских гор разновозрастных скарнов с метаморфизмом более ранних скарнов и руд (А. Какхаров и др.) свидетельствует о нескольких таких волнах. Это очень интересный вопрос, поэтому наблюдение и сбор дополнительного фактического материала в этом направлении весьма важны.

В тесной связи с упомянутым тезисом находится соотношение скарнового и рудного процесса и рассмотрение скарнов либо как генетически не отделимой части от руд, либо как благоприятной вмещающей среды. По-видимому, здесь возможны разные варианты. В большинстве примеров (практически все крупнейшие месторождения) скарновый и рудный процесс – звенья единого целого, о чем свидетельствует ряд фактов и, в

частности, зараженность соответствующими рудными элементами минералов скарнового этапа (джефферсониты в Алтынопка-не). Второй случай отмечен при сочетании разновозрастных (порождаемые разными интрузиями) процессов, например, скарнов с магнетитом, связанных с батолитовыми интрузиями, и полиметаллического оруденения, связанного с порфировыми малыми интрузиями. Только для такого варианта мы (в отличие от В.А.Жарикова) и предлагаем применять термин "наложенное" оруденение, сохранив в других случаях термины Х.М.Абдуллаева - сопутствующее и отстающее оруденения.

3315 В результате проведенного статистического анализа пространственного взаимоотношения скарновых и других рудных формаций Чаткало-Кураминского района выявлена тесная пространственная связь скарнов, пегматитов и грейзенов (положительные коэффициенты связи - от 0,3 до 0,76). Наиболее тесны их связи в кислых интрузиях. Связи скарнов с различными гидротермальными образованиями в этом регионе отрицательные. Необходима проверка таких взаимоотношений и на других регионах.

По-прежнему дискуссионен вопрос источников рудного вещества. По-видимому, имеются разные случаи с различной долей участия принесенных магмами и заимствованных их вмещающих пород рудных элементов. В Средней Азии, в частности в Узбекистане, уже собран богатый материал по геохимической специализации магматических пород (Аи, Рв, Си и др.) и вмещающих толщ, что позволит объяснить и этот вопрос.

Х.Н.Баймухамедов, Т.З.Закиров, Т.Х.Арифджанов,
С.М.Халиков, А.З.Клдашев, М.Х.Турсунов

ФОРМАЦИИ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ СКАРНОВО- РУДНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ЮГО-ЗАПАДНОГО УЗБЕКИСТАНА

Юго-Западный Узбекистан расположен в юго-западных отрогах Южного Тянь-Шаня (Огнев, 1958). Регион характеризуется сложным геологическим строением вследствие проявления байкальского, каледонского и герцинского тектоно-магматических циклов и послегерцинской тектоно-металлогенической активизации, что обусловило разнообразие и разновозрастность эндогенной рудной минерализации. Основная масса оруднения пространственно и генетически связана с продуктами герцинской магматической деятельности, представленными интрузивными, вулканическими, субвулканическими и дайковыми образованиями.

В районе известны рудопроявления как собственно магматического и пегматитового, так и скарнового и гидротермального происхождения. Скарново-рудные образования широко (более 65 проявлений) распространены и носят преимущественно редкометальный характер. В них, кроме вольфрама, содержатся молибден, олово, бор, полиметаллы.

В настоящей статье на основании обобщения накопленного материала мы попытались систематизировать скарново-рудные образования Юго-Западного Узбекистана и рассмотреть некоторые закономерности их размещения.

Впервые формационно-металлогеническая классификация рудных, в том числе скарново-рудных, месторождений была изложена в 1960 г. Х.Н.Баймухамедовым. Позже, в 1971 г., систематика скарново-редкометальных образований западной части Зарайшанского хребта (Чакыл-Калаянские, Каратюбинские и Зирабулак-Зиязтдинские горы) была приведена в работе М.С.Кучу-

ковой и М.И.Исмаилова. Все скарново-рудные образования Юго-Западного Узбекистана мы объединили в II рудных формаций, в размещении которых выявили определенные закономерности. Ведущими среди них оказались магматический, структурный и стратиграфо-литологический факторы размещения (таблица).

Известные скарново-рудные образования Юго-Западного Узбекистана генетически связаны с гранитоидными породами герцинского возраста. Отмечена определенная закономерность формирования скарнов в зависимости от возраста интрузии, их фациальности и петрохимического состава. Главная масса скарново-рудных формаций генетически связана с гранитоидами батолитового этапа: скарново-медно-золоторудная - с породами I фазы (диориты); все основные скарново-рудные формации (скарново-редкометалльные) - с интрузиями II (гранодиориты) и частично III фазы (биотитовые граниты). По мнению М.С. Кучуковой и др. (1971), часть редкометалльных скарнов, возможно, связана с породами IV фазы (аляскитоидные, лейкократовые и аплитовидные граниты), а скарново-полиметаллические формации - в основном с позднегерцинскими гранитоидами этапа малых порфировых интрузий и дайковых комплексов.

Главная масса редкометалльных скарнов генетически связана с гипабиссальными фациями гранитоидов, образует месторождения интрузивной зоны и локализуется, в основном, в эндо- и экзоконтакте батолитовых массивов. Скарново-полиметаллические формации связаны с приповерхностными, мало-глубинными интрузиями, а скарново-медно-золоторудная - с субвулканическими телами.

По отношению к материнским интрузивам все месторождения скарново-рудных формаций подразделяются на две зоны: интрузивную (все скарново-шеелитовые формации) и надинтрузивную (скарново-рудные формации с оловом, золотом и полиметаллами).

Месторождения интрузивной зоны располагаются в пределах эндо- и экзоконтакта батолитовых интрузий, а надинтрузивной - на значительном расстоянии от контакта, на участках развития субвулканических, дайковых образований и апофиз малых интрузий.

Формации скарново-рудных месторождений Юго-

Формация	Геолого-структурная позиция	Вмещающие породы	Основные минералы		Морфология рудных тел	Характерные примеры
			скарнообразующие	рудообразующие		
Пироксено-шеелитовая	Преобл. большинство месторождений приурочено к крыльям антиклин. структур (2-, 3-, 4-го и более низких порядков), к зонам контакта батолит. гранитоидов с известняками	Мраморизов. известняки, осадочно-вулканогенные породы, прорванные разл. гранитоидными интрузиями	Пироксен (редко гранат, амфибол)	Шеелит (редко молибденит, халькопирит, золото)	Пластообразные, линзообразные, жиллообразные	Ингичке, Яхтон, Обизаранг
Пироксено-гранато-шеелитовая	Приурочиваются к крыльям антиклин. структур (1-3-го порядков), локализованы в зонах контакта батолит. интрузий с известняками	Известняки, мергелистые известняки, песчаники, различные сланцы, гнейсы, прорванные гранодиоритовыми батолитами, гранитами	Пироксен, гранат	Шеелит	Линзообразные, пластообразные, жиллообразные	Шар-Шар, Уч-мулла, Ханака
Гранато-везувиано-шеелитовая	Приурочиваются к крыльям, замковым и осевым частям антиклин. структур (1-2-го порядков), локализованы вдоль межформац. нарушений в осадочно-метаморф. толщах, экзоконтакте гранитоидов, редко в зонах контакта гранитоидов с известняками	Известняки, сланцы прорванные сиенитами, гранодиоритами, гранитами (двуслюдяные)	Везувиан, гранат	Шеелит	Пластообразные, линзообразные	Каратюбе, Джам, Лянгар
Скарново-молибденит-шеелитовая	Приурочены к крыльям антиклин. структур (1-2-го порядков), локализованы в зонах контакта батолит. интрузий с доломитами и доломитовыми известняками	Доломиты, доломитизирован. известняки, прорванные известняками, прорванные диоритами, гранодиоритами, лейкократовыми гранитами	Пироксен, амфибол	Шеелит, молибденит	Жиллообразные, линзообразные	Тым, Аймахаль
Скарново-пирротин-шеелитовая	Приурочены к крыльям антиклин. структур (1-го порядка), локализованы к зонам контакта батолит. интрузий с известн. осложненными складками более низких порядков и разрывными нарушениями	Известняки и сланцы, прорванные гранодиоритами	Пироксен, гранат, роговая обманка	Шеелит, пирротин, золото	Пластообразные, линзообразные	Чаш-Тепе, Чуюн
Скарново-халькопирит-шеелит-	Приурочены к крыльям и замковым частям антиклин. структур (3-5-го поряд-	Линзы мраморизованных известняков среди различных сланцев,	Гранат, пироксен, эпидот	Шеелит, халькопирит	Пластообразные, линзообразные, сложные	Мезакигоу, Кундаджуваз, Карамкуль

Западного Узбекистана

Формация	Геолого-структурная позиция	Вмещающие породы	Основные минералы		Морфология рудных тел	Характерные примеры
			скарнообразующие	рудообразующие		
Пироксено-шеелитовая	Преобл. большинство месторождений приурочено к крыльям антиклин. структур (2-, 3-, 4-го и более низких порядков), к зонам контакта батолит. гранитоидов с известняками	Мраморизов. известняки, осадочно-вулканогенные породы, прорванные разл. гранитоидными интрузиями	Пироксен (редко гранат, амфибол)	Шеелит (редко молибденит, халькопирит, золото)	Пластообразные, линзообразные, жиллообразные	Ингичке, Яхтон, Обизаранг
Пироксен, гранат	Приурочиваются к крыльям антиклин. структур (1-3-го порядков), локализованы в зонах контакта батолит. интрузий с известняками	Известняки, мергелистые известняки, песчаники, различные сланцы, гнейсы, прорванные гранодиоритовыми батолитами, гранитами	Пироксен, гранат	Шеелит	Линзообразные, пластообразные, жиллообразные	Шар-Шар, Уч-мулла, Ханака
Везувиан, гранат	Приурочиваются к крыльям, замковым и осевым частям антиклин. структур (1-2-го порядков), локализованы вдоль межформац. нарушений в осадочно-метаморф. толщах, экзоконтакте гранитоидов, редко в зонах контакта гранитоидов с известняками	Известняки, сланцы прорванные сиенитами, гранодиоритами, гранитами (двуслюдяные)	Везувиан, гранат	Шеелит	Пластообразные, линзообразные	Каратюбе, Джам, Лянгар
Пироксен, амфибол	Приурочены к крыльям антиклин. структур (1-2-го порядков), локализованы в зонах контакта батолит. интрузий с доломитами и доломитовыми известняками	Доломиты, доломитизирован. известняки, прорванные известняками, прорванные диоритами, гранодиоритами, лейкократовыми гранитами	Пироксен, амфибол	Шеелит, молибденит	Жиллообразные, линзообразные	Тым, Аймахаль
Пироксен, гранат, роговая обманка	Приурочены к крыльям антиклин. структур (1-го порядка), локализованы к зонам контакта батолит. интрузий с известн. осложненными складками более низких порядков и разрывными нарушениями	Известняки и сланцы, прорванные гранодиоритами	Пироксен, гранат, роговая обманка	Шеелит, пирротин, золото	Пластообразные, линзообразные	Чаш-Тепе, Чуюн
Гранат, пироксен, эпидот	Приурочены к крыльям и замковым частям антиклин. структур (3-5-го поряд-	Линзы мраморизованных известняков среди различных сланцев,	Гранат, пироксен, эпидот	Шеелит, халькопирит	Пластообразные, линзообразные, сложные	Мезакигоу, Кундаджуваз, Карамкуль

Формация	Геолого-структурная позиция	Вмещающие породы
товая	ков), локализованы в зонах контакта гранитов и различных даек с известняками	осадочно-вулканогенные породы, прорванные гранитами и дайками аплитовидных гранитов, гранит-порфиров и диабазов
Скарново-медно-золоторудная	Приурочено к крыльям антиклин. структуры (3-, 5-го порядков), локализована в зоне контакта даек с известняками, осложненных разрывными нарушениями	Прослой и линзы известняков среди различных сланцев прорваны различными кислыми дайками
Скарново-магнетит-людвиговитовая	Приурочены к северному крылу антиклин. структуры (3-, 5-го порядков), локализованы в зоне контакта гранодиор. с доломитами	Доломиты и гранодиориты
Скарново-магнетит-полиметаллическая	Приурочены к крыльям антиклин. структур (4-5-го порядков), осложненных разрывными нарушениями, локализованы в зоне контакта эффузивов с известняками, редко порфировидных гранитов с эффузивами и известняками	Различные сланцы, гнейсы, эффузивы, их туфы, известняки, дайки кварцевых порфиров, диабазов, диабазовых порфиритов
Скарново-пирротин-полиметаллическая	Приурочены к крыльям или приядерной части антиклин. структур (5-го порядка), локализованы в зоне контакта эффузивов и даек гранит-порфиров с известняками	Прослой известняков и мраморов среди песчано-сланцевых и осадочно-эффузивных образований прорваны различными дайками
Скарново-оловянно-полиметаллическая	Приурочены к крыльям и приядерной части антиклин. структур (4-5-го порядков), локализованы в зоне контакта гранодиоритов, гранитов и различных даек к известнякам, осложненных разрывными нарушениями	Доломит. и кремнистые известняки, сланцы, осадочно-вулканогенные отложения, прорванные различными интрузивными и дайковыми образованиями

Примечание. Таблица составлена Х.Н. Баймухамедовым,

Продолжение таблицы

Основные минералы		Морфология рудных тел	Характерные примеры
скарновообразующие	руднообразующие		
Гранат, волластонит, пироксен	Самородное золото, электрум, калловерит, креннерит, халькопирит, халькозин, борнит	Линзообразные, жилкообразные, штокверки	Рабанджан
Диопсид, флогопит, форстерит, шпинель	Магнетит, людвигит	Линзообразные и штокверковые	Яхтон (северный участок)
Пироксен, эпидот, амфибол	Магнетит, гематит, сфалерит, галенит	Сложные, пластинчатые, линзообразные, редко трубчатые в известняках	Тутак-Ата, Макьянсай, Малиянтур
Пироксен, актинолит	Пирротин, пирит, халькопирит, сфалерит, галенит	Линзообразные, трубчатые	Чош, Чормогол, Ак-Су
Гранат, пироксен, диопсид, роговая обманка	Галенит, сфалерит, тиллит, станнин, касситерит	Линзовидные, штокообразные, гнездообразные и сложные	Кызкурган, Заркая, Янгикая

Т.З. Закировым, Т.Х. Арифджановым и А. Юлдашевным.

В некоторых случаях в пределах месторождений интрузивной зоны различные формации размещаются зонально: наиболее высокотемпературная скарново-шеелитовая - в зоне контакта, а более низкотемпературная скарново-халькопирит-шеелитовая - в зоне экзоконтакта.

Отмечена зависимость скарново-рудных формаций от петрохимического состава материнских интрузий. Например, в пределах батолитового этапа диоритовыми интрузиями генетически связана скарново-медно-золоторудная формация, гранитоидами повышенной основности - скарново-шеелитовые месторождения, а более кислыми гранитоидами - скарново-оловянно-полиметаллические.

Роль литолого-стратиграфического фактора в образовании и размещении скарново-рудных образований - одна из ведущих. В стратиграфическом разрезе скарны развиваются в основном в отложениях палеозойского возраста. Все скарново-рудные месторождения западной части Зарафшанского хребта (Чакылкаляские, Каратюбинские и Зирабулак-Зиаэтдинские горы) связаны с породами силурийского возраста, а в Южном Узбекистане - от кембрийского до каменноугольного.

В образовании и размещении скарновых месторождений особенно важен состав вмещающих пород. В этом отношении наиболее благоприятно наличие в стратиграфическом разрезе карбонатных пород, которые химической активностью и механическими свойствами создают благоприятные условия для скарнообразования. Кроме того, определенное значение в образовании скарнов имеют и развитые в стратиграфическом разрезе железомagneзиальные алюмосиликатные породы.

В зависимости от исходного состава скарнирующихся пород образуются скарны различного состава с разной рудной минерализацией. Так, на контакте гранитоидов с относительно чистыми известняками отмечены известково-железистые скарны (пироксен-шеелитовая, пироксено-гранато-шеелитовая и другие формации), на контакте гранитоидов с доломитами или доломитовыми известняками сформированы известково-железо-магнезиальные скарны (скарново-молибденит-шеелитовая, скарново-магнетито-лидвигитовая формации). На экзоконтак-

те гранитоидов в линзах известняков среди сланцев развиты скарны известково-железисто-глиноземистого состава (гранат-везувиан-шеелитовая формация).

Тектонические структуры Юго-Западного Узбекистана наряду с магматическими и литологическими факторами играли решающую роль в образовании и размещении скарново-рудных месторождений. Если в образовании и размещении скарново-рудных формаций интрузивной зоны среднегерцинского периода ведущая роль принадлежит антиклинальным структурам в сочетании с разрывными нарушениями и морфологией поверхности материнских интрузий, то в размещении скарново-рудных месторождений надинтрузивной зоны позднегерцинского периода доминирующее положение занимают разрывные нарушения, их системы, узлы их пересечения в сочетании складчатых структур более низких порядков.

Роль структур в размещении оруденения выражена прежде всего в том, что сами рудорождающие интрузивы размещены в ядрах антиклиналей I и II порядка (по Х.М.Абдуллаеву и Х.Н. Баймухамедову), а на их крыльях — почти все скарново-рудные образования. Складки меньших порядков контролируют межформационные тела в надинтрузивной зоне. Наиболее продуктивны контакты с углом погружения до 35° , осложненные складками III, IV и более мелких порядков, в ядрах которых размещаются апофизы главного массива. Локальные углубления на фоне выпуклой поверхности контакта особенно благоприятны для скарново-рудных образований.

Разрывные структуры являются рудоподводящими на большинстве рудопроявлений в Гиссарах. Кроме того, они служат путями распространения и локализации рудоносных даек и малых интрузий. Наиболее благоприятны для рудоразмещения мелкие ответвления разломов.

В заключение следует отметить, что такое многообразие скарново-рудных формаций в Юго-Западном Узбекистане объясняется проявлением различных по возрасту, составу и фациальности скарнообразующих интрузий со свойственными им металлогеническими особенностями, а также исходным составом и

пространственным сочетанием карбонатных пород с различными по составу осадочно-эффузивными образованиями.

Пространственное размещение скарново-рудных образований определяется в основном магматическими, литолого-стратиграфическими, структурными факторами и локальными особенностями среды: морфологией поверхности материнских интрузивов, крутизной залегания контактовой поверхности, осложненностью разрывными нарушениями и складчатостью более мелких порядков.

В площадном распределении скарново-рудных образований преобладают скарново-редкометалльные формации в западной части Зарафшанского хребта (Чакыл-Калянские, Каратюбинские, Зирабулак-Зиаэтдинские горы), а в Юго-Западном Гиссаре - скарново-полиметаллические, что объясняется, главным образом, широким развитием в Западной части Зарафшанского хребта среднегерцинских батолитовых интрузий, а в Юго-Западном Гиссаре - кроме того, позднегерцинских малых порфировых и субвулканических интрузий и даек.

Изложенные данные показывают значительное разнообразие скарново-рудных формаций и закономерностей их размещения, использование которых поможет целеустремленному экономически эффективному ведению поисково-разведочных работ в Юго-Западном Узбекистане и подобных районах Средней Азии.

И.Х.Хамрабаев, М.С.Кучукова, М.И.Исмаилов,
З.М.Мурадов, Н.К.Джамалетдинов

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ СКАРНОВО-РЕДКОМЕТАЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ (НА ПРИМЕРЕ ИНГИЧКИНСКОГО, КОЙТАШСКОГО, ЛЯНГАРСКОГО И КАРАТЮБИНСКОГО РУДНЫХ ПОЛЕЙ ЗАПАДНОГО УЗБЕКИСТАНА)

По металлогеническому районированию (6,12,22,23) Западный Узбекистан, на территории которого расположены изученные нами скарново-редкометальные месторождения, относится к западной оконечности Южно-Тяньшанской металлогенической зоны. В центральной ее части располагается Каратау-Туркестанский, на севере - Нуратино-Ферганский, на юге - Зарафшано-Гиссарский геосинклинальные рудные пояса. Два из них - Кызылдумский и Южно-Гиссарский - размещаются на границе жестких массивов с геосинклинальной областью и два - Букантауский и Алтынтауский - на активизированном срединном массиве.

В пределах рассматриваемых рудных поясов насчитывается более 300 эндогенных месторождений и рудопроявлений, расположенных в различных частях стратиграфического разреза - от нижнего-среднего протерозоя до перми. Скарново-редкометальные месторождения и рудопроявления приурочены, в основном, к Нуратино-Ферганскому и Зарафшано-Гиссарскому рудным поясам, причем Койташское и Лянгарское расположены в первом из них, а Ингичкинское и Каратюбинское - во втором (12,22,23). Подавляющее большинство скарново-редкометальных образований, приуроченных к карбонатным и сланцево-терригенным отложениям каледонского и герцинского подэтажей, - продукты постмагматической деятельности герцинского тектоно-магматического цикла, генетически связанные различными (преимущественно вторая и третья) фазами интрузий верхнекарбон-нижнепермского гранитоидного комплекса (1,4,11,12,22 и др.).

Основные факторы, контролирующие скарново-редкометалльные и другие формации – магматический, литолого-стратиграфический, структурный, физико-химический и др., детально рассмотрены многими исследователями (I, 10-12, 16-18, 25 и др.)

В результате изучения Ингичкинского, Койташского, Каратюбинского и Лянгарского рудных полей уточнено значение ранее известных и выявлены оледующие новые факторы размещения и формирования скарново-редкометалльного оруденения:

а) приуроченность рудных полей к контактам гипабиссальных и мезоабиссальных биотитовых гранитов и гранодиоритов (C_3-P_I) с интенсивно перекристаллизованными карбонатными породами, предварительно тектонически нарушенными, что способствовало проникновению постмагматических растворов.

Для локализации скарново-редкометалльных залежей более благоприятно пологое залегание контактовой поверхности с углами падения 20-25 – 50-55⁰, в особенности вогнутые (желобообразные) участки.

В размещении межпластовых и секущих рудных тел большое значение имеет физическая анизотропия ореды, вызванная чередованием роговиков и мраморизованных известняков и доломитов, характеризующихся неоднородными физико-механическими, теплофизическими свойствами и химическим составом;

б) интенсивный метаморфизм вмещающих (карбонатные, алюмосиликатные) пород и их температурная зональность, параллельная контакту интрузива;

в) интенсивность жильно-магматических и постмагматических проявлений в эндоконтакте и связи ее с интенсивностью проявления скарново-рудных процессов в зоне контакта.

Наряду с перечисленными общими факторами в локализации скарново-редкометалльного оруденения в конкретных полях выявлены свои особенности. Это объясняется различиями в структурно-геологических позициях, фаціальности и степени размьтости гранитоидных интрузивов. Ингичкинское, Койташское и Лянгарское рудные поля связаны с гранитоидами повышенной основности ($C_3-P_I - 2$), но массивы сформированы на различных глубинах в несколько иных геолого-структурных

условиях, в связи с чем каждый характеризуется своими особенностями.

Ингичкинское рудное поле и его особенности

Месторождение Ингичке – одна из типичных представительей пироксен-шеелитовой формации. Его геологическое строение и особенности вещественного состава описаны в работах (I, 5, 7, II-12, I4 и др.). Широко развитая скарново-рудная минерализация в основном пространственно приурочена к контакту биотитовых гранитов и гранодиоритов (Υ_2), реже лейкократовых гранитов, даек лампрофиров и межпластовым отслоениям (I, I2, 22 и др.).

В локализации скарново-рудных тел основная роль принадлежит морфологии контакта интрузива с известняками и в меньшей мере – зоне дробления и пересечения экзоконтакта гранитоидными апофизами и дайками различного состава, а также межпластовым и межформационным отслоениям.

В строении скарново-рудных тел участвуют более 150 минералов и их разновидностей (I, 3-5, II, I2, I4 и др.), слагающих различные по парагенезису скарново-рудные тела и зоны.

Скарново-рудные месторождения и рудопроявления (Ингичке, Шаршар, Бештал и др.) приурочены к наиболее интенсивно размытому, относительно слабо дифференцированному интрузивному массиву. Основной скарновый минерал – пироксен (геденбергит, мангангеденбергит), слабо развиты сульфиды железа, меди, мышьяка (Пир, Пи, Хп), в эндоконтакте широко развиты кварц-полевошпатовые метасоматиты, в доломитовом экзоконтакте – магнезиальные скарны (2I), в скарнах – окварцевание, уралитизация и в меньшей степени – стильномеланитизация и др.

В гранитоидах породах последних фаз Зирабулакского интрузива отмечено повышенное содержание олова и присутствие в скарново-рудных телах аксессуарных касситерита, гельвина и гадолинита, повышенное – селена и теллура в сульфидах (пирротин, арсенопирит, пирит и др.) и практическое отсутствие молибденита.

Койташское рудное поле и его особенности

Расположено в юго-восточной части Северо-Нуратинских гор. Месторождения и рудопоявления Койташского рудного поля — типичные представители скарново-молибденово-шеелитовой формации, приуроченные к контакту одноименного интрузива с осадочно-метаморфической толщей (З, II и др.). Его геолого-тектоническая позиция определяется приуроченностью к северному крылу мульдообразной синклинали асимметричного строения, сформированной в герцинскую складчатость и осложненной последующими тектоническими деформациями под воздействием одноименного интрузива.

Койташская мульда сложена осадочно-метаморфическими отложениями от нижнего (каледонский) до верхнего (герцинский) структурных этажей. Северная часть крыла прорвана относительно слабо дифференцированным гранитоидным интрузивом (C_3-P_1), представленным, главным образом биотитовыми гранитами и гранодиоритами (γ_2) и реже другими образованиями. Массив и породы кровли пересечены многочисленными дайками диоритовых порфиритов, гранодиорит-порфиров, реже лампрофиров, лейкократовых гранитов, кварцевыми жилами и измененными зонами с преимущественно субмеридиональным направлением.

Осадочные отложения в связи с внедрением в них гранитоидной магмы претерпели контактово-метаморфические изменения, сопровождавшиеся образованием различных по составу роговиков и мраморов. Интенсивность и ширина ореола метаморфизма зависят от углов падения поверхности интрузивного массива под отложения кровли и колеблется от 300–350 м на северном экзоконтакте до 900–1000 на южном. Продукты метаморфизма и метасоматических изменений располагаются в определенной закономерности, отражая температурную и метасоматическую зональности, что проявилось в смене парагенезисов минералов с удалением от контакта и тектонически ослабленных зон.

Скарново-рудные тела пространственно приурочены к контакту биотитовых гранитов и гранодиоритов (γ_2), реже дайкам лампрофиров и других пород, а также к межпластовым отложениям и секущим трещинам. Мощность и размер скарново-рудных тел изменяются в широких пределах и находятся в прямой зависимости от морфологии контактовой поверхности интрузива с породами кровли и их элементов залегания. Рудные тела сложены пироксеном, гранатом, шеелитом, молибденитом, пирротинном, реже другими минералами.

Скарново-рудные месторождения и рудопроявления размещены в двух структурных этажах: в нижнем (каледонский) оруденение литологически контролируется пачкой амфибол-полевошпатовых роговиков с линзами и прослоями известняков (Хаузбулак, Джайлау, Шаит и др.), в верхнем (герциньский) - известняковым горизонтом S_2m_1 (участки Центральный, Восточный, Угат, полоса Койташ-угат, Шуркунды и др.).

Наряду с шеелитом в скарнах отмечены промышленные концентрации молибденита и повышенные содержания золота, висмута и др.

Помимо скарново-шеелитового типа широко распространены "апогранитовый" и "роговиковый" типы вольфрамовых руд (24). По минералогическому составу скарны преимущественно пироксеновые (геденбергитовые), реже гранат-пироксеновые в известняках, плагиоклазо-пироксеновые (диопсидовые) в роговиках.

В эндоконтактной зоне отсутствует турмалинизация и более широко проявляется альбитизация и грейзенизация.

Лянгарское рудное поле и его особенности

Лянгар - представитель скарново-сульфидно-шеелитовой формации, приурочен к контакту западной и юго-западной части Актауского гипсо-мезовиссального многофазного гранитоидного интрузива (S_3-P_1) с осадочно-метаморфическими отложениями от нижнего до верхнего палеозоя, к северному крылу крупной антиклинальной складки, осложненной дополнительными складками и разломами различных направлений (I, I2, I5, I6, I9). Актауский массив сложен кварцевыми диоритами и грано-

диоритами (γ_2), биотитовыми (γ_3) (самыми распространенными) и лейкократовыми гранитами (γ_4). Местами породы интенсивно метасоматически переработаны с образованием апогранитов различного парагенезиса. Скарново-рудные тела локализованы в эндо- и экзоконтактных частях гранитоидных пород различного состава и их апофиз в карбонатные породы.

Локализация основной массы скарново-рудных тел контролируется контактами массива биотитовых гранитов (Главное рудное поле), меньше — контактами в различной степени эродированных его апофиз, застывших на различных уровнях стратиграфического разреза, и метасоматически измененных частей интрузива (участки "Водораздельный", "Кварцевые жилы", "Западный", "Тутексай"), что отразилось на зональном размещении рудной минерализации: скарново-молибден-шеелитовая (Главное рудное поле), скарново-пирротин-халькопирит-шеелитовая ("Водораздельный"), скарново-арсенопирит-халькопирит-золото-висмут-шеелитовая ("Западный") и т.д.

Для Лянгарского рудного поля характерны сложный дифференцированный, контаминированный характер гранитоидного интрузива, крупнокристаллическая структура скарнов (геденбергит-гранатовые) и карбонатных пород как результат многократной перекристаллизации, преобладание граната (гроссуляра и андрадит-гроссуляра) над пироксеном (геденбергит, мангангеденбергит) и широкое развитие везувиана, наличие магнезиальных скарнов, образованных за счет прослоев доломитов.

Широко развиты кварц-полевошпатовые метасоматиты различного парагенезиса и их зональное размещение.

Каратюбинское рудное поле и его особенности

Этот представитель пироксен-гранат-везувиан-шеелитовой формации расположен в северо-западной части гор Каратюбе, на юго-западной оконечности Сарыкульской антиклинали второго порядка. В геологическом отношении площадь рудопроявления сложена осадочно-метаморфическими породами,

представленными сланцами, песчаниками с прослоями известняков и доломитов ордовик-силурийского возраста и известняками силур-нижнего девона (В.С.Корсаков, Г.Д.Шмулевич), прорванных многофазными гранитоидными интрузиями (C_3-P_I) и многочисленными жильно-магматическими и постмагматическими образованиями (IЗ, 22 и др.).

Скарново-рудные тела локализуются в экзо- и очень редко в эндоконтакте биотитовых и двуслюдяных гранитов, образуя, в основном, межпластовые, межформационные, редко приконтактные и секущие тела. Чаще всего они подчиняются отслоению физически разнородных (анизотропные) пород - сланцев, известняков и доломитов, замещая те и другие, образуют инфильтрационно-биметасоматические, реже инфильтрационные и контактово-биметасоматические породы.

В рудном поле установлено большое количество минералов (Л.С.Свидская и Е.Б.Тихомиров, М.С.Кучукова), но основные скарновые минералы месторождения Каратюбе - везувиан и гранат, рудные - шеелит, в Сарыкуль-Аксайской зоне - диопсид и тремолит.

Скарново- и скарноидно-рудные тела локализованы в виде пластов и линз в межформационных или межпластовых отслоениях алюмосиликатных и карбонатных пород вблизи (а иногда в контакте) биотитовых гранитов Сарыкульского и Каратюбинского интрузивов.

В зависимости от состава вмещающих пород отмечены магнезиальные (фассаит диопсидовые, тремолит-диопсидовые, реже форстеритовые, клиногумитовые и др.) и известковые (гранатовые, везувиановые, гранат-везувиановые, гранат-пироксеновые) скарны и скарноиды. Руды представлены "скарновым", "скарноидным", "роговиковым" и "кварцитовым" типами.

Слабо развиты железистые скарновые минералы и сульфиды. Промышленные концентрации шеелита приурочены к гранатовым и гранат-везувиановым скарнам. В роговикованных сланцах и гранитоидах широко развиты процессы турмалинизации, грейзенизации. Отмечена повышенная примесь в гранатах олова и других элементов.

Таким образом, скарново-редкометалльные формации Западного Узбекистана - продукты постмагматической деятельности верхнекарбон-нижнепермского гранитоидного комплекса (Υ_2 - Ингичке, Койташ, Лянгар; Υ_3 - Каратюбе), сформированные на различных глубинах и отражающие вертикальную фациальную зональность (от Ингичке к Лянгару).

Скарново-редкометалльные формации, связанные с поздними гранитоидами ($\Upsilon_3, \Upsilon_3^{\delta}$ - Каратюбе), от более ранних отличаются и по парагенезису скарнов, и по типам руд.

Наряду с региональной зональностью в каждой из формаций устанавливается локальная зональность, при этом наиболее четко она проявляется на Лянгаре: Главное рудное поле (скарново-молибденово-шеелитовое), Водораздельный (скарново-пирротин-медно-шеелитовое) и Западный (скарново-сульфидно Арп, Хп, Мо, Пи и др. - золото-висмут-шеелитовое) участки, менее отчетливо - на Ингичке и Койташе.

Выявленные общие и локальные факторы размещения скарново-редкометалльного оруденения можно использовать в качестве поисковых критериев для обнаружения скрытых на глубине рудных тел на известных месторождениях и других площадях, где палеозойские породы перекрыты более молодыми отложениями.

Л и т е р а т у р а

1. А б д у л л а е в Х.М. Геология шеелитоносных скарнов Средней Азии. Изд. АН УзССР, 1947.
2. А б д у л л а е в Х.М., А б р а м о в и ч Е.Л., К у ч у к о в а М.С. Строение скарновых зон Ингичкинского поля. Тр. ИГиГ АН УзССР, вып. 4, Ташкент, 1949.
3. Б а б а е в К.Л. Некоторые генетические особенности скарнов Койташа. Зап. Уз. отд. ВМО, вып. 1, 1952.
4. Б а й м у х а м е д о в Х.Н. Магматизм Зирабулак-Зияэтдинских гор в связи с рудоносностью. В сб. "Магматизм и связь с ним полезных ископаемых". М., Госгеолтехиздат, 1960.

5. В л а с о в а Д.К. Скарны Ингичка. В сб. "Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии", М., изд-во "Наука", 1968.
6. Д ж а м а л е т д и н о в Н.К., К у ч у к о в а М.С., И с м а и л о в М.И. О некоторых особенностях размещения и формирования скарново-щеелитовых месторождений Западного Узбекистана. Тезисы докладов третьего совещания по минералогии, геохимии, генезису и комплексному использованию вольфрамовых месторождений СССР, Л., 1971.
7. Е в ф и м е н к о И.М., П е т р о в В.М. Основные черты магматизма и металлогении Зирабулак-Зиаэтинских гор Западного Узбекистана. В сб. "Закономерности размещения полезных ископаемых", т.У, М., Изд-во "Недра", 1962.
8. Ж а р и к о в В.А. Скарновые месторождения. В кн. "Генезис эндогенных рудных месторождений". М., Изд-во "Наука", 1968.
9. И с м а и л о в М.И. Распределение селена и теллура в сульфидах вольфрамово-молибденовых месторождений Зирабулакских и Нуратинских гор. "Геохимия", 1964, № 10.
10. К о р ж и н с к и й Д.С. Очерки метасоматических процессов. В сб. "Новые проблемы в учении магматогенных рудных месторождений". М., Изд-во АН СССР, 1953.
11. К у ч у к о в а М.С., И с м а и л о в М.И., Р а х м е д о в У. Эндогенные рудные формации Узбекистана, т. I, Ташкент, Изд-во "Фан", 1966.
12. К у ч у к о в а М.С., И с м а и л о в М.И., Д ж а м а л е т д и н о в Н.К. Скарново-редкометалльные и пегматитовые формации Западного Узбекистана. Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1971.

13. Кучукова М.С., Мурадов З.М., Кошелева О.Н. Закономерности размещения жильно-магматических и постмагматических образований гор Каратюбе. В сб. "Минералогия и геохимия Узбекистана", Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1974.
14. Милоский А.В. Генезис скарнов Ингичка. В сб. "Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд". М., Изд-во АН СССР, 1963.
15. Мясников В.С. Минералы скарнов Лянгарского месторождения в Средней Азии. М., Изд-во АН СССР, 1951.
16. Нечелюстов Н.В. Скарновое поле Лянгар. Тр. УзФАН, сер.М, вып.6, 1941.
17. Нечелюстов Н.В. Месторождения шеелита в Средней Азии. Совгеол., 1947.
18. Нечелюстов Н.В. О проявлении висмутовой минерализации в скарново-шеелитовом месторождении Угат (Западный Узбекистан). В сб. "Геохимия и геология некоторых рудных месторождений", М., Изд-во "Наука" СССР, 1970.
19. Римская-Корсакова О.М., Сахоненко В.В. О концентрически зональных телах в лянгарском месторождении. В сб. "К минералогии постмагматических процессов", Изд. ЛГУ, 1959.
20. Ушаков Н.Д. Особенности размещения скарново-рудных тел на месторождении Ингичка. "Некоторые закономерности размещения эндогенного оруденения Узбекистана". Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1966.
21. Ушаков В.Н. О роли дедоломитизации в формировании скарново-шеелитового месторождения Ингичке (Зап. Узбекистан). "Узб. геол. журн.", 1971, № 3.
22. Хамрабаев И.Х. Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1958.

23. Х а м р а б а е в И.Х. Петролого-геохимические критерии рудоносности магматических комплексов. Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1969.
24. Х а м р а б а е в И.Х. О новых типах вольфрамовых руд в Западном Узбекистане, "Узб. геол. журн.", 1972, № 4.
25. Ш а б ы н и н Л.И. Формация магнизиальных скарнов. М., Изд-во "Наука" СССР, 1973.

В.Г.Гарьковец, И.Н.Галахов, И.В.Мушкин

НЕКОТОРЫЕ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ И МАГМАТИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ СКАРНОВ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Основные закономерности формирования и особенности вещественного состава скарново-рудных образований западной части Южного Тянь-Шаня исследованы Х.М.Абдуллаевым, К.Л.Бабаяевым, Х.Н.Баймухамедовым, Н.Д.Ушаковым, И.Х.Хамрабаевым и др. В частности, установлена тесная связь месторождений с гранитоидами ооолитового (по Х.М.Абдуллаеву) этапа.

В пределах западной части Южного Тянь-Шаня рудная специализация скарнов представлена двумя основными типами: существенно фемическим $[Fe, Cu, Au (Co, W, Bi, Pb, Zn)]$ в вулканогенных прогибах базальтоидного профиля и существенно сиалическим $[W, Mo, Sn, (Pb, Zn, Cu, Au, V, Be)]$ в миогеосинклинальных зонах. В зависимости от направленности развития последних в геосинклинальный и орогенный этапы второй тип подразделяется на подтипы, различающимися металлами в которых являются молибден (ЭТ-Зарафшано-Туркестанская сланцевая зона с комплексом основания, специализированным на Si, Mo, V, Pb), олово и полиметаллы (ЗА-Зарафшано-Алайская сланцево-карбонатная зона).

В орогенный этап ($C_2^2-P_I$) отчетливо проявляется металлогеническое значение блокового строения, обусловленного пересечением глубинных структур субширотного ("тяньшанского") и северо-восточного ("антитяньшанского") направлений. Блоки различаются по геохимической специализации субстрата (предыстория развития), направленности и темпу вертикальных тектонических движений, характеру гранитоидного магматизма (петрохимические особенности, фаціальность, эволюционные характеристики). Эти факторы определяют многие

специфические черты специализации скарново-рудных образований. Так, в Зарафшано-Алайском рудном поясе наряду с профилирующим W (гл.обр. шеелит) в одних случаях "добавляются" Au + As, в других - Sn + W (в виде вольфрамит), в третьих - Sn + Be, полиметаллы и т.д.

С точки зрения интенсивности рассматриваемого оруденения важна приуроченность промышленных объектов к крыльям внутренних и краевых поднятий, субконсидиментационным раннеорогенным молассоидным прогибам.

Скарново-редкометальное оруденение тесно связано с K-Na и Na-K гранитоидами C_3^I - P_I , причем основной магматический фактор, определяющий интенсивность оруденения - степень завершенности серий (Э.П.Изох) или наличие послегранитовых порфир-порфиритовых даек, что рассматривается как отражение блоковости. Скарново-медно-магнетитовая (иногда с Co, Mo, Ag, W, Pb, Zn, Bi) минерализация в пространстве и времени ассоциирована с предорогенными (C_{I-2}) или орогенными (C_{2-3}) тоналитовыми, тоналит-трондьемитовыми интрузивами и субвулканическими дайками (Х.Н.Баймухамедов, Р.Б. Баратов, Э.А.Юдаевич), развитыми в вулканогенных прогибах.

Таким образом, металлогения скарнового оруденения обусловлена следующими основными факторами.

Феноменологически скарны связаны с орогенными гранитоидами вообще, что отражается сквозной специализацией их на вольфрам. Специализация скарново-рудных полей обусловлена структурно-формационной зональностью (сквозные эвзональные металлы) и блоковостью региона (локальные, "узловые" металлы), выраженной в глубинности и эволюционной специфике интрузивных комплексов. Интенсивность оруденения определяется кинематикой движений блоков и позицией объектов относительно орогенных структур.

Р. Д. Дженчураева

О СООТНОШЕНИИ ПРОЦЕССОВ СКАРНООБРАЗОВАНИЯ
И ОРУДЕНЕНИЯ НА ПРИМЕРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ САН-
ДАЛАШ-ЧАТКАЛЬСКОЙ ЗОНЫ

По условиям формирования изученные скарновые объекты следует отнести к двум формационным группам: месторождения, сформировавшиеся в контактах активных интрузий и доломитов и возникшие в известняковых контактах. Представители I группы - Бозымчак, Гавасай, Куру-Тегерек, Кумбельташ и др., II - Кичи-Сандык, Турпак-Тушту, Аккамсу, Каинсу и др.

Характерная черта магнезиально-скарновых месторождений рассматриваемого региона - однотипный комплекс скарновых минералов, количественные соотношения которых варьируют в довольно широких пределах. Метасоматическая зональность стереотипна и представлена следующим образом: доломитовый или бруситовый апотериклазовый мрамор, кальцит-форстерит-шпинелевая зона, обычно сложена кальцит-флогопит-серпентиновой породой, форстерит-шпинель-фассаитовая зона преобразована в серпентин-пироксеновую породу с флогопитом, шпинель-фассаитовая или шпинель-диопсидовая зона, пироксен-плаггиоклазовая зона, гранитоид.

Следует отметить и широко развитые на месторождении Гавасай мервинит-монтichelлитовые скарны с галенитом. Среди них отмечены выходы габбровых пород, с которыми предположительно генетически связаны монтichelлит-мервинитовые скарны. При абсолютном преобладании монтichelлита мервинит занимает тыловые зоны скарнов.

Характерная особенность этих магнезиальных контактово-метасоматических образований - отсутствие форстеритовых скарнов магматического этапа, замененных здесь скарнами монтichelлитового состава. Как и в других известных

местонахождениях монтичеллит-мервинитовых скарнов, здесь отсутствует оруденение.

Магнезиальные скарны магматического этапа, не претерпевшие постмагматических преобразований, также не несут промышленных скоплений руд.

Распространенная на месторождениях метасоматическая зональность в большинстве случаев усложняется в связи с постмагматическими изменениями скарновых пород. Широко отмечена внутрискарновая и постскарновая трещинная тектоника. Рудные концентрации различного минерального состава появляются в разных зонах метасоматической колонки.

Наиболее ранние магнетитовое и редкометальное оруденения формируются в раннюю стадию известково-скарнового замещения вслед за образованием гранатовых скарнов и в большинстве изученных разрезов размещаются преимущественно в шпинель-форстеритовой, флогопит-хондритовой или клиногумитовой зонах, но характерны и для более тыловых зон (пироксен-шпинелевой и гранатовой).

В результате изучения разрезов на месторождениях Гава, Бозымчак и микроскопических исследований удалось проследить все стадии замещения скарновых пород магнетитом. С гранатом магнетит образует полосчатые, брекчированные текстуры. По мере приближения к эндоконтакту "массивность" магнетитовых руд падает и они переходят во вкрапленные разности. Находящийся в ассоциации с магнетитом гранат представлен в основном андрацитом (от 70% и выше андрацитового минала).

Магнетитовое оруденение месторождения Куру-Тегерек локализовано главным образом в зоне флогопит-пироксеновых и апофорстеритовых серпентин-флогопитовых скарнов. Железное оруденение характерно для магнезиально-скарновых объектов данного района.

Редкометальное оруденение, изученное на месторождении Гавасай и Бозымчак, отмечено в зоне экзоконтакта (пироксеновый скарн, кальцифир, форстеритовый скарн); представлено суанитом, массивным и вкрапленным ливгитом, пространственно совмещено с магнетитовым оруденением, однако значительная часть рудных тел развита самостоятельно и локализована

в пироксеновых скарнах и карбонатных породах, тяготея в основном к экзоскарнам. В начале формирования людвигитового оруденения проходило с небольшим отставанием, основная же часть — одновременно с магнетитом, что подтверждается распространенными явлениями взаимного замещения между людвигитом и магнетитом. По отношению к последнему суанит — более раннее образование, замещавшееся людвигитом. Широко представленный на изученных объектах ссайбелиит развивался в конце стадии кислотного выщелачивания в условиях повышения щелочности растворов с замещением суанита, образуя прекрасные псевдоморфозы по клиновидным кристаллам последнего с одинаковонаправленными чешуйками ссайбелиита.

К стадии кислотного выщелачивания приурочена основная часть апоскарновых породообразующих и рудных минералов. В эту стадию на месторождении Бозымчак происходило золото-медное, кварц-молибденовое, свинцово-цинковое оруденение. Разнообразные типы руд представляют продукты единого сложного процесса.

Кварц-молибденовое оруденение, изученное И.К. Давлетовым и Д. Сатыкеевым — более раннее в отношении последующих борнит-халькопиритных и золото-теллуридных руд. Участвовавшие в формировании месторождения растворы обладали сложным составом, что обусловило многокомпонентность оруденения.

Для месторождения Куру-Тегерек с момента становления интрузивных тел магнезиальные скарны претерпели все стадии преобразования и постмагматического замещения. На участке Сулу-Тегерек отмечены прекрасные инъекции кварцевых диоритов в магнезиальные скарны магматического этапа.

В стадию известково-скарнового замещения были сформированы волластонитовые, гранат-волластонитовые, пироксен-гранатовые скарны и пироксен-полевошпатовые околоскарновые породы.

Во время кислотного выщелачивания выделялись следующие типы руд: пирит-халькопирит-пирротитовые с золотом и платиноидами, кварц-кальцит-молибденитовые с рением, кварц-полиметаллические.

Содержание золота в руде находится в прямой зависимости от количества халькопирита и пирротина.

На данном месторождении молибденовое оруденение формировалось позднее золото-медного и имело четко обособленный характер проявления. В целом процессы околотрецинного постоскарнового метасоматоза и рудообразования были вызваны одними и теми же растворами, изменявшими свой состав во времени.

Рассмотрим рудоносность отдельных зон метасоматической колонки данных месторождений.

На месторождении Куру-Тегерек для оруденения наиболее благоприятны шпинель-фротеритовая, пироксен-флогопитовая зоны в доломитовых контактах и волластонитовая в известняковых. Аналогичные зоны подверглись оруденению на месторождениях Бозымчак и Гавасай. Наиболее низкотемпературное (полиметаллическое) оруденение Гавасая локализовалось в гранат-геденбергитовых скарнах, образуя линзы и тела неправильной формы.

В данном районе широко представлены и контактово-метасоматические объекты известково-скарновой формации. По распространенности среди скарнов на первом месте стоят волластонитовые и гранатовые скарны, далее - пироксеновые. Зональность этой части скарновых тел довольно проста и представлена 2-3 зонами с моно- и биминеральным составом. Волластонит образует мощные тела, сменяющиеся к эндоконтакту пироксеновой и далее гранатовой и гранат-эпидотовой зонами.

В скарнах Турпак-Тушту рудная минерализация широко проявлена в виде вкрапленностей, линзочек и жил небольшой мощности галенита, гематита, магнетита, блеклой руды и ярких выцветов медной зелени.

Магнетитовое оруденение часто сопровождается медным. Широко проявлено дробление вмещающих пород, залеченное крупнокристаллическим кальцитом с вкрапленностью блеклой руды, халькопирита и гематита.

Второй тип оруденения представлен кварцево-золоторудными жилами, которые секут все описанные образования и по

времени формирования значительно оторваны от процессов скарнообразования.

Кварц – двух возрастов. Высокотемпературный полупрозрачный серый кварц интенсивно дроблен и сцементирован гематитом. Жилы темного кварца несут золотое оруденение. Более молодой молочно-белый кварц, как правило, безрудный.

Для месторождения Кичи-Сандык характерны скарново-рудные образования двух видов. Многочисленные трещины С-3 простираются в карбонатных породах и, главным образом, в кварцевых диоритах, заняты гранатовыми и везувиан-гранатовыми скарнами, в последующем они стали благоприятными местами для рудоотложения. Золото-борнит-халькопиритовые руды образуют в гранатовых скарнах своеобразные просечки и мелкую вкрапленность.

Скарновые тела, развитые в контактах интрузивных пород, характеризуются большой мощностью и протяженностью. Оруденение здесь аналогично жильным скарнам.

В заключение следует отметить, что широко развитые в Сандалаш-Чаткальском районе скарновые образования сопровождаются оруденением с весьма широким спектром полезных ископаемых. Основная роль в рудном балансе принадлежит золото-медному оруденению, сформировавшемуся в кислотную стадию единого скарново-рудного процесса.

В.А.Королев, Ю.А.Аверин, Х.А.Акбаров, С.А.Денисов,
В.Я.Зималина, Т.М.Марипов, В.Ф.Смыслов,
А.В.Тарасов, М.Умарходжаев, Ш.Д.Фатхуллаев

ФАКТОРЫ РАЗМЕЩЕНИЯ ЭНДОГЕННОГО ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В СКАРНАХ

(НА ПРИМЕРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОЛЬФРАМА, СВИНЦА,
ЦИНКА, МЕДИ, ЗОЛОТА, ОЛОВА СРЕДНЕЙ АЗИИ)

Цель наших исследований - выявление и количественная оценка тех факторов рудолокализации, которые определяют условия формирования и размещения промышленных концентраций рудных компонентов.

Как показывают результаты геолого-структурного анализа, скарново-рудные месторождения Средней Азии отличаются разнообразием структурно-тектонических условий и морфоструктурных типов скарновых и рудных тел.

В настоящее время с учетом ориентировки контактовой поверхности относительно залегания вмещающих пород и секущих рудоконтролирующих разломов выделяется 5 геолого-структурных типов скарново-рудных полей: 1 - в согласных и подобных контактах интрузивов; 2 - в прогибах пород кровли; 3 - в секущих контактах крутопадающих интрузивных тел; 4 - в пересечениях контактовой поверхности разломами; 5 - вдоль апофиз, даек и штоков в апикальных частях интрузий.

Отсутствие пометальной специализации геолого-структурных позиций объясняется влиянием на металлогеническую специализацию рудных полей и месторождений иных факторов. Это положение достаточно четко иллюстрируется примерами рудных полей, заключающих месторождения с комплексным оруденением.

Например, на комплексном вольфрам-золоторудном поле Кумбель шеелитовая минерализация присутствует практически во

всех разновидностях скарнов, в то время как золотая — только в зоне влияния пересекающего их пучка разломом северо-восточного направления. Вне поля развития скарнов в этих разломах присутствует жильная кварцево-золоторудная минерализация.

Распределение рудной минерализации внутри скарновых тел характеризуется обычно высокой изменчивостью: так, в месторождении Лянгар коэффициент вариации равен 120, в Ингичке 60–100, Койташе 60–80, Чарухдайроне 75–125, Алтынтопкане 90, Кургашинке 80, Бозымчаке 60–70, Трудовом 35–60.

Коэффициенты вариации содержаний колеблются от 36–60 для оловянного месторождения до 75–125 — для вольфрамового. Такая неравномерность в распределении приводит к тому, что внутри скарновых тел кондиционные руды занимают лишь часть объема. По нашим данным, они занимают обычно менее половины объема скарновых тел. На Ингичке коэффициент рудоносности для скарнов равен 0,38, на Алтынтопкане — 0,60, на Бозымчаке — 0,48. Неравномерность распределения оруденения различно сказывается на выдержанности рудных тел в скарнах по площади. Например, на месторождении Ингичке, характеризующемся малыми мощностями скарнов, промышленные рудные тела часто прерываются по площади, а в мощных скарнах Бозымчака площадь рудного тела практически едина.

На выдержанность площадных контуров рудных тел и величину коэффициента рудоносности значительно влияет кондиционный уровень содержания, применяемый при оконтуривании: чем ниже этот уровень, тем выдержаннее формы рудных тел и крупнее их размеры.

Таким образом, в большинстве случаев понятие "скарновое тело" не совпадает с понятием "рудное тело". Обычно рудное тело — это часть скарнового, в котором рудная минерализация распределяется в увязке с влиянием структурных, литологических, минералогических и других факторов.

Для понимания закономерностей распределения оруденения и правильной его оценки необходим количественный учет влияния главных факторов рудолокализации.

Наиболее распространены гранато-пироксеновые и пироксено-гранатовые скарны, а также разности чисто пироксеновых и гранатовых скарнов; прочие минералогические типы скарнов встречаются редко (таблица).

Минералогический состав скарнов часто можно использовать в качестве критерия для оконтуривания промышленных рудных тел, но случаи, когда этот критерий является достаточным, весьма редки. Кроме главных минералов, в скарнах присутствует комплекс более поздних образований, сопутствующих оруденению. Это — окварцевание, амфиболизация (уралитизация), хлоритизация, турмалинизация и сульфидизация.

Сопутствующие минералы обнаруживаются практически во всех скарновых телах, содержащих повышенные концентрации полезного компонента и являются эффективным критерием для оконтуривания рудных тел.

В результате изучения некоторых скарново-полиметаллических месторождений Средней Азии (Алтынтопкан, Курусай, Северный Алтынтопкан, Кошмансай) выявлено немаловажное влияние состава скарнов на оруденение. В этих месторождениях оруденение локализуется в скарнах пироксенового состава, причем непосредственному рудоосаждению предшествует гистерогенное разложение пироксена скарна. Как оказалось, не любой пироксеновый скарн — благоприятная среда для отложения свинцово-цинкового оруденения, а лишь тот, в котором в повышенных количествах содержатся закисные марганец и железо, т.е. мангангеденбергиты или мангансалиты. Указанные компоненты, обладающие способностью к изменению валентности, при высвобождении из состава пироксена образуют более высоковалентные окисные соединения и обуславливают возникновение восстановительной обстановки в процессе рудообразования, необходимой для осаждения сульфидов свинца и цинка.

Влиянием тех же закисных компонентов объясняется установленная на месторождениях Северный Алтынтопкан и Кошмансай вертикальная зональность в поведении минеральных комплексов. На большой глубине галенит-сфалеритовое оруденение сменяется пирит-магнетитовым в Северном Алтынтопкане и халь-

Относительное значение минералогических типов

Месторождение	Полезный элемент	Минералогические типы скарнов					
		пироксен-новый	пироксен-гранатовый	гранат-пироксеновый	гранатовый	гранатово-волластонитовый	гранатово-амфиболовый
Лянгар	W, Mo	I		3	I		
Ингичке	W	2		2	I	I	
Койташ	W	3	2		I	I	
Угат	W	3	2				
Чорухдайрон	W		3		3		
Кобуты	W	2	2		I		
Джылау	W	I	3	I			
Такфон	W, Sn	3					
Чимган	Mo			2			
Кашкасу	W, Mo		I		2		
Майхура	W, Sn	I	2		2		
Бозымчак	Ai, Si		2	I	I	2	
Курусай I	Pb, Zn	2		2	2		
Курусай II	Pb, Zn	2		2	2	2	
Алтынтопкан	Pb, Zn	2	3	2			
Кургашияккан	Pb, Zn	I	3		2		
Тарор	Ai	3					
Курутегерек	Ai, Si	3		2			
Трудовое	Sn	2					
Яхтон	W	3					
Кумбель	Si, W	2		2	2		I
	Ai	2		2	3		I

Примечание. I - второстепенные, 2 - широко рас

скарнов в рудолокализации

		Сопутствующие оруденению гидротермальные изменения скарнов						
гранат-пироксен-везувитовый	гранат-скаполитовый	амфиболовая	хлоритизация	турмалинизация	скавелитовые	сульфидизация	серицит и отальк.	
		I	I		I	I		
		I			I	I		
		I			I	I		
	2				I	I		
		I			I	I		
					I	I		
2					I	I		
				I		I		
		I				I		
		I				I		
				I		I		
				I		I		
						I	2	
I					2	I	I	
						I	I	
						I	I	

пространственные, 3 - преобладающие.

копирит-пиритовым в Кошмансае. Как оказалось, в полном соответствии с концентрацией свинцово-цинкового оруденения находятся содержания закисных марганца и железа, которые ниже указанной глубины в скарнах практически не обнаруживаются: мангангеденбергиты и мангансалиты верхних горизонтов месторождений внизу постепенно сменяются диопсидами.

Структурно-морфологические типы рудных тел скарновых месторождений весьма разнообразны. Среди них преобладают тела, размещение которых контролируется контактовой поверхностью. Однако на месторождениях, локализующихся в узлах пересечения контактов секущими разломами, распространены секущие жилы- и линзообразные тела в разломах (Кумбель) и согласные залежи, возникшие вблизи пересечений разломом благоприятного для скарнообразования и рудолокализации пласта (Кумбель, Яхтон).

Распространенность более позднего минерального комплекса в рудных телах, размещающихся в скарнах вместе с накла-дывающимся на ранее образовавшиеся скарны оруденением, подчеркивает значение структурного фактора в процессе локализации оруденения.

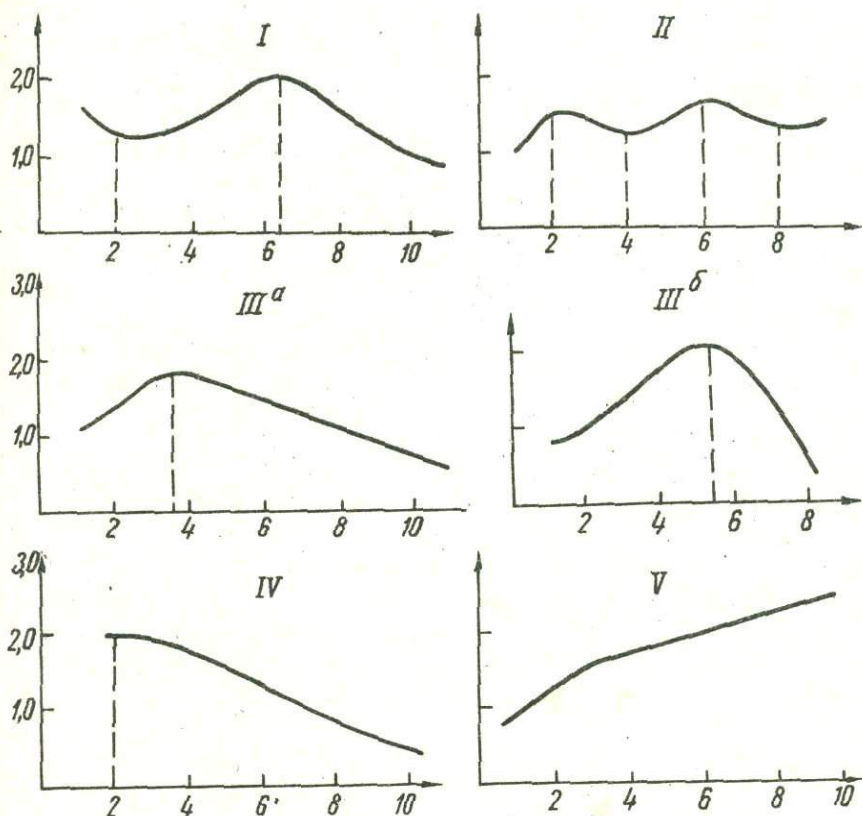
Сложное распределение рудных тел среди скарнов - результат комплексного влияния морфологии контактовой поверхности и распределения секущих тектонических нарушений. Взаимодействие этих двух факторов приводит к образованию локальных участков дробления, в которых создаются благоприятные для проникновения растворов и локализации оруденения условия. Это положение подтверждают данные по Главной зоне Алтынтопканского рудного поля.

Методами математической статистики изучено распределение свинца на участках контактовой поверхности в различных структурно-тектонических позициях (рисунок). Пять типов кривых распределения характеризуют неодинаковые условия рудолокализации в зоне развития контактовых скарнов.

I тип. Содержание свинца возрастает в непосредственной близости к рудоконтролирующей поверхности, затем снижается в интервале 1-2 м и вновь увеличивается до максимальных значений на расстоянии 10 м (в интервале 7-15 м). Далее в

интервале 25–35 м оно неуклонно снижается. Намечающееся последующее увеличение содержаний свидетельствует, очевидно, о влиянии иных факторов, не связанных с основной рудоконтролирующей поверхностью.

II тип характеризует практически "безразличное" распределение свинца, не зависящее от влияния рудоконтролирующей поверхности, а в непосредственной близости к ней (до 2 м),



Кривые распределения свинца на участках контактовой поверхности в различных структурно-тектонических позициях.

оказывающее даже неблагоприятное воздействие. Такое распределение характерно для участков поверхностей разломов, не испытывавших приоткрываний. Они значительны по площади и не оказывают сильного тектонического воздействия на вмещающие породы. По данным А.В.Королева, П.А.Шехтмана (1965), такой тип кривой свойствен скользящим, нейтральным граням.

III тип отражает закономерное снижение содержаний свинца по направлению к рудоконтролирующей поверхности. По положению максимальных содержаний выделяются два подтипа: в интервале 3-5 м(а) и 7-15 м(б). Далее этих интервалов содержания непрерывно и закономерно снижаются. Данный тип кривой характеризует участки рудоконтролирующих поверхностей, оказывавших активное тектоническое воздействие на вмещающие породы, выразившееся в дроблении и возникновении систем трещин, параллельных основной рудоконтролирующей поверхности.

IV тип иллюстрирует рудоподводящий характер контролирующей поверхности. Например, по данным В.А.Королева и М. Умарходжаева, тождественное распределение содержаний свинца отмечено вблизи дайки кварцевых порфиров, где благодаря их высокой группности, развиваются многочисленные трещины скола, но сами они, обладая высоким (более 2800 кг/см^2) значением временного сопротивления сжатию, препятствуют распространению интенсивного дробления скарнов на значительные расстояния от даек.

V тип - пример неблагоприятного влияния рудоконтролирующей поверхности. Содержания свинца минимальны в непосредственной близости к ней и неуклонно возрастают по мере удаления от нее. Это характерно, например, для слабо тектонически нагруженных участков контакта скарнов с дайкой гранодиорит-порфиров. Здесь зафиксирована низкая интенсивность хрупких деформаций скарнов в непосредственной близости к дайке и очень слабая степень оруденения.

Частота случаев встречи распределения содержаний свинца, соответствующего тому или иному типу кривых распределений, различна. Наиболее распространены II (41%) и III (34%) типы; I, IV и V составляют соответственно 10, 9 и 6%.

Следовательно, в различных месторождениях могут наблюдаться разные соотношения главных факторов рудолокализации. Соответственно образование повышенных концентраций рудных минералов возможно в любой части скарнового тела, но преобладающими типичными позициями являются близость контакта с благоприятными вмещающими породами, благоприятные разгруженные грани неровной контактовой поверхности и пересечение приконтактовых скарновых тел секущими нарушениями с образованием обогащенных зон в самом приконтактовом теле, а также секущих и оперяющих скарновых тел в покрывающих породах.

Первая позиция весьма распространена и случаи обогащения на контакте с карбонатными породами типичны. Примером может служить месторождение Лянгар. На Ингичке вследствие малой мощности рудных тел тяготение рудной минерализации проявлено менее ярко, но при значительном увеличении мощности скарнов карта меняется. Из 22 случаев пересечения скважинами мощных скарнов (более двух метров) только в четырех вся мощность скарнов оказалась с равномерно убогим оруденением, в восемнадцати — повышение концентрации оруденения у контакта с мраморами ясно выражено.

Вторая позиция — тяготение оруденения к благоприятным граням неровной контактовой поверхности — также проявляется довольно часто (Лянгар, Ингичке, Алтынтопкан, Кумбель). Для оценки ее роли в распределении оруденения обязательно проведение комплекса структурно-геологических исследований.

Третья позиция фиксируется довольно часто, но ее роль недооценивается. Секущие тела были зафиксированы на Лянгаре и Кумбеле, где они представлены редкими и небольшими жилами с высокой концентрацией оруденения.

На Ингичке запасы вольфрама в секущих телах оценивают в 10%, а на месторождении Яхтон в секущих оперяющих телах заключается значительная часть запасов.

Кроме оценки секущих тел, содержащих промышленные запасы, изучение их весьма важно и эффективно для правильной

оценки основных по объему приконтактовых тел. Секущие нарушения в гранитоидах, сопровождающиеся гидротермальным комплексом минералов, играют роль в распределении рудной минерализации внутри скарнов.

Геолого-структурные исследования на скарновых месторождениях позволят расшифровать структуру месторождения; факторы локализации оруденения и предвидеть основные морфогенетические типы рудных тел. Изучение факторов и количественная оценка их значимости помогут эффективному проведению работ при поисках и разведке не выходящих на поверхность скарново-рудных тел.

А. Каххаров

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ СКАРНОВО-ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ
И СКАРНОВО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЧАТ-
КАЛО-КУРАМИНСКОГО РЕГИОНА

Чаткало-Кураминский регион является составной частью Срединного Тянь-Шаня (по В.И.Попову). По особенностям геологического развития территория региона издавна подразделяется на две самостоятельные подзоны - Чаткальскую и Кураминскую, отличающиеся определенными типами разрезов, магматизма и рудообразования. Литолого-петрографический и металлогенический облик региона в целом определяется герцинским тектоно-магматическим циклом, получившим здесь наиболее полное и повсеместное развитие. Внутри герцинского тектоно-магматического цикла выделяется три этапа развития (2,17): добабололитовый ($D_2+D_3+C_1$), бабололитовый ($C_2+C_3P_1?$) и послебабололитовый ($P+T_1$).

Материалы по районированию и закономерностям размещения рудной минерализации Чаткало-Кураминского региона можно найти в работах ряда исследователей (1,6,8,9,10,16). Однако специальных работ, посвященных закономерностям размещения и локализации скарново-рудных месторождений региона не было.

Детальное изучение магматизма и рудоносности (металлогении) региона многими исследователями завершилось коллективными монографиями (2,7).

Установленная отличительная особенность Чаткальской подзоны - резкое преобладание в разрезе карбонатных пород при почти полном отсутствии вулканогенных отложений; развитие преимущественно крупных многофазных гранитоидных (в том числе и кислых по составу) массивов над мелкими, внедрившихся в основном в период формирования бабололитового этапа и связанных с ними скарново-железородного и редкометального

(скарновый, пегматитовый, грейзеновый и жильный) оруденений; а Кураминской – преобладающее развитие вулканогенных пород над осадочными; широкое развитие средних по составу крупных гранитоидных массивов батолитового этапа и малых интрузий послебатолитового этапа и соответственно проявленных в связи с ними скарново-железородных и скарново-полиметаллических образований.

Подмеченные отличительные особенности Чаткальской и Кураминской подзон в какой-то степени отражают общую региональную геологическую обстановку размещения скарново-железородных и скарново-полиметаллических месторождений, но недостаточны для выделения более конкретных зон и площадей максимальных концентраций месторождений. Поэтому мы собрали и систематизировали все основные фактические данные геологического, петрологического и минералого-геохимического характера и металлогенетические обобщения, отражающие основные аспекты закономерностей распределения скарново-железородных и скарново-полиметаллических месторождений в регионе.

Фактический материал позволил выявить единые для всего региона главные факторы, контролирующие пространственное размещение и условия залегания месторождений: магматический, литологический и структурный.

Магматический фактор выражен приуроченностью как скарново-железородных, так и скарново-полиметаллических месторождений к контакту (или в зоне контактового ореола) гранитоидных интрузий с карбонатными отложениями. При этом отчетливо прослеживается тесная пространственная связь определенных скарново-рудных формаций с определенными возрастными группами интрузивных массивов, характеризующихся близкими тектоническими, фациальными и петрохимическими особенностями. В частности собственно скарново-железородные месторождения (ранние) повсеместно находятся на контактах гранитоидных массивов с повышенной основностью, проявленных в ранних фазах батолитового этапа (C_2+C_3) или их апофиз и сателлитов, а скарново-железородные проявления

(поздние) с наложенной редкометальной минерализацией — на контактах лейкократовых или аляскитоидных гранитных массивов, проявленных в поздних фазах батолитового этапа (C_3+P_1), скарново-полиметаллические — на контактах малых порфировых интрузий послебатолитового этапа (P_2+T).

Материалы о разновозрастности указанных семейств скарново-рудных месторождений и связи их с отмеченными возрастными группами интрузивных комплексов приведены в статьях А. Каххарова (I2-I4) и здесь не повторяются. Дополнительно можно лишь отметить, что в размещении малых порфировых интрузий послебатолитового этапа и связанных с ними постмагматических, в том числе и скарново-полиметаллических, образований большую роль играли, по-видимому, ослабленные зоны, опоясывающие крупные сложнопостроенные гранитоидные массивы батолитового этапа, несущие ранние скарново-железородные месторождения. Об этом свидетельствует сосредоточение основной массы малых интрузий и связанных с ними скарново-полиметаллических месторождений вокруг отмеченных батолитовых массивов (3-5 км ширины), которые при последующих тектонических движениях, несомненно, служили жестким упором. Это обусловило сближение полей (площади) развития скарново-железородных и скарново-полиметаллических месторождений и привело к определенной зональности в пространственном размещении их по отношению к контакту батолитовых массивов. Так, в Кансайском рудном поле, в восточной наиболее эродированной части площади, преимущественно развиты скарново-магнетитовые с халькопиритом рудные тела (западный участок месторождения Акташ), иногда с наложенной галенит-сфалеритовой минерализацией (участок Комар-Котан); в центральной части рудного поля месторождения представлены серией галенит-сфалеритовых рудных тел, приуроченных к трубо- и жилообразным контактово-инфильтрационным известковым скарнам, проявленным на контактах малых интрузий (месторождения Дарбаза, Кансай), а в западной (участок Кызылкан-Акурдаван-Королева) — к кварцево-карбонатным и карбонатным жилам в известняках (4).

В результате вскрытия в глубоких горизонтах месторождения Центральный Кансай (центральный участок рудного поля) значительных по размерам скарново-магнетитовых тел Акташского типа подобная зональность выявлена и в вертикальном направлении по отношению к контакту еще не вскрытой части Кармазарского массива (15).

В пространственном размещении скарново-железородных и скарново-полиметаллических месторождений рассмотренная зональность (горизонтальная и вертикальная), по существу, ложна и обусловлена проявлением дизъюнктивных нарушений, вмещающих малые интрузии и ассоциирующие с ними скарны с полиметаллической минерализацией, в сравнительно узкой экзоконтактовой зоне крупного гранитоидного (в данном случае Кармазарского) массива, несущего скарново-железородные образования. Проявление разновозрастных интрузий и связанных с ними скарново-рудных образований на небольшой площади и привело к относительно упорядоченному размещению разновозрастных месторождений в пространстве, сближению и даже наложению их минерализаций друг на друга.

Подобная зональность в распределении скарново-железородных и скарново-полиметаллических месторождений по отношению к контактам крупных массивов характерна и для других рудных полей региона (Ташбулак, Чокадамбулак, Ихнач, Чурусай, Джангалык) и при выяснении перспектив рудных полей (или их отдельных участков) на тот или иной металл следует считаться с ее наличием. В таких случаях площади развития малых порфировых интрузий и связанных с ними скарново-полиметаллических образований, могут оказаться индикаторами не вскрытых еще мощных скарново-магнетитовых образований, а случаи наложения минерализации скарново-полиметаллического процесса на скарново-железородный или резкое увеличение в составе сульфидных руд магнетита, пирита, железистости граната, пироксена и сфалерита (наряду с другими признаками) могут указать на наиболее вероятную близость не вскрытого гранитоидного массива и связанных с ним скарнов с магнетитом.

В литологическом отношении основная масса скарнов с железорудной минерализацией образуется по массивным известнякам турнейского яруса нижнего карбона, содержащим в карбонатной части I,8–6,8% доломита, скарново-полиметаллические – по известнякам калькаратусового и мергелистого горизонтов франского яруса верхнего девона, характерной особенностью химического состава которых является заметное колебание количества доломита в карбонатной части (4,5–13,0% в известняках калькаратусового горизонта и 7,0–11,5% – мергелистого горизонта) (3,5).

Таким образом, пространственное размещение рассматриваемых семейств месторождений прежде всего зависит от закономерностей распределения материнских по отношению к ним интрузий и от литологического состава вмещающих пород.

В структурном отношении скарново-железорудные тела полностью контролируются наиболее благоприятными участками контакта крупных гранитоидных массивов и известняков. К таким участкам, в частности, относятся а) мелкие складки, образовавшиеся в известняках на контакте гранитоидных массивов и часто имеющие поперечные простирания по отношению к общему простиранию известняков. Большинство скарново-рудных тел месторождений Туранглы, Чокадамбулак, Аткулак, Сусинген и другие приурочены к сводовым частям или крыльям таких мелких складок; б) элементы залегания контактов гранитоидов и известняков. Значительные мощные скарны (35–40 м и более) приурочены к пологопадающим (20–25°) участкам контактов (юго-западные части Аткулака, Чокадамбулак, Ихначское рудное поле, центральная часть Сусингена и др.), при крутом (45–55°) образуются сравнительно маломощные (до 3–5 м) скарны (северо-северо-восточная часть Аткулака, Куроанкол и т.д.); в) зоны трещиноватости, образовавшиеся на контакте в процессе становления и остывания интрузий и в период скарнообразования; г) выступы известняков в сторону гранодиоритов (западная часть Аткулака, верховья Мискансая, Кенгсая, Чокадамбулак, Минбулак, Сусинген, Караарча).

В отличие от скарново-магнетитовых, скарново-полиметаллические тела контролируются благоприятными в структурном отношении участками контактов малых порфировых интрузий и известняков. Один из главных факторов, контролирующих локализацию самих малых порфировых интрузий и связанных с ними скарново-полиметаллических оруденений — многочисленные разрывные нарушения, образовавшиеся в карбонатной толще в приконтактных ослабленных зонах гранодиоритовых массивов.

В процессе скарнообразования влияния крупных линейно-вытянутых разломов (железные и др.) и разломов сбросо-сдвигового характера (Алтынтопканский, Чалатинский и др.) не отмечено. В результате детального исследования зон таких разломов обнаружено повсеместное развитие в них только низкотемпературного минералообразования (ожелезнение, окварцевание, хлоритизация, гематитизация), не имеющего прямого отношения к процессам скарнообразования (II, I3, I8).

Выявленные данные можно использовать при составлении прогнозных металлогенических карт и проведении детальных поисково-съёмочных работ.

Л и т е р а т у р а

1. А б д у л л а е в Х.М. Магматизм и оруденение Средней Азии, Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1960.
2. А б д у л л а е в Х.М. [и др.]. Основные черты магматизма и металлогении Чаткало-Кураминских гор. Ташкент, Изд-во "Наука" АН УзССР, 1958.
3. А х м е д ж а н о в М.А. О характеристике карбонатных отложений Кураминской подзоны и их роли в рудоотложениях. "Узб. геол. журн.", 1959, № 2.
4. В о л ь ф с о н Ф.И. и Н е в с к и й В.А. О первичной зональности гидротермальных месторождений. "Изв. АН СССР", сер. геологич., 1949, № I.
5. В о р о н и ч В.А. Некоторые статистические данные о размещении полиметаллических руд в Кармазаре. "Узб. геол. журн.", 1959, № 2.

6. Б о р о н и ч Т.М. и П е т р о в В.М. Схема металлогенического районирования Чаткало-Кураминских гор. В сб. "Геология и полезные ископаемые Узбекистана", Ташкент, Изд-во "Наука" УзССР, 1964.
7. Б о р о н и ч Т.М. [и др.]. Основные черты магматизма и рудоносности Чаткальских гор. Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1970.
8. Е в ф и м е н к о И.М. Структура и металлогения Нижнечаткальского района в Западном Тянь-Шане. "Тр. УзФАН СССР", сер. УШ, вып. 5, 1941.
9. К а й з е р А.О. Геология и рудоносность Чаткальских гор, Ташкент, Изд-во Комитета наук УзССР, 1937.
10. К а р п о в а Е.Д. Металлогеническое районирование Тянь-Шаня и Памира, "Сов. геология", 1959, № 8.
11. К а х х а р о в А. Сравнительная характеристика скарново-магнетитовых и скарново-полиметаллических месторождений Кураминского хребта. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1958.
12. К а х х а р о в А. Содержания олова и бериллия как критерий разновозрастности железорудных скарнов и их генетической связи с интрузиями (на примере Чаткало-Кураминских гор). "Узб. геол. журн.", 1969, № 1.
13. К а х х а р о в А. О генезисе гематитовой минерализации в скарнах Ихначского рудного поля. "Узб. геол. журн.", 1971, № 1.
14. К а х х а р о в А. О разновозрастности рудной минерализации Чаткало-Кураминского региона (на примере скарново-магнетитовых и скарново-полиметаллических месторождений). В сб. "Итоги петрометаллогенических исследований в Узбекистане", Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1972.
15. М а н с у р о в М. О зональном размещении рудных формаций и зональности отложения в свинцово-цинковых месторождениях и рудопроявлениях Кансайского рудного поля. В сб. "Новые данные по геологии и геохимии рудных районов Узбекистана", Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1970.

16. Н а с л е д о в Б.Н. Металлогения Западного Тянь-Шаня и Узбекистана. М., Гостеолтехиздат, 1961.
17. Р а д ж а б о в Ф.Ш. Чаткало-Кураминский регион (Кураминская подзона). В сб. "Петрография Узбекистана", книга первая, Ташкент, Изд-во "Наука" УзССР, 1964.
18. Я к у б о в Д.Х. Главнейшие разломы Юго-Западной части Кураминского хребта. Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1970.

В. Н. Ушаков

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ШЕЕЛИТОНОСНЫХ
СКАРНОВ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

В данном сообщении мы попытаемся охарактеризовать некоторые еще недостаточно освещенные в литературе закономерности размещения скарново-шеелитовых узлов и месторождений, которые в совокупности с разработанными критериями позволят локализовать перспективные позиции.

Скарново-шеелитовые узлы в значительной мере контролируются гранитоидами верхнекарбон-нижнепермского интрузивного комплекса (I, IO), однако продуктивными оказываются не более трети известных гранитоидных интрузивов независимо от их глубинности и эрозионного среза. Поэтому магматический фактор в качестве рудоконтролирующего следует рассматривать только в сочетании с фациально-тектоническим.

Все известные скарново-шеелитовые узлы и абсолютное большинство проявлений региона приурочены к Зарафшано-Туркестанской (Койташ, Лянгар, Чорух-Дайрон), Зарафшано-Алайской (Ингичке, Каратюбе, Яхтон, Чаштепе, Джилао, Майхура) продольным структурно-формационным зонам (3), заложенным на байкальском кристаллическом фундаменте и отличающимся от располагающихся к югу и северу зон повышенной (более 45 км) мощностью земной коры, в частности гранитного слоя (4). В пределах поперечного Нуратау-Зирабулак-Каратюбинского сектора, характеризующегося высокой мобильностью на протяжении раннего и среднего палеозоя и широко проявленным гранитоидным магматизмом в позднем палеозое, сосредоточена большая часть скарново-шеелитовых объектов Зарафшано-Туркестанской зоны (в том числе Койташский и Лянгарский рудные узлы) и наиболее крупные Зарафшано-Алайской (в том числе Зирабулакский рудный узел).

По существу рамками Зарафшано-Алайской зоны и Нура-тау-Зирабулак-Каратюбинского сектора ограничивается продуктивная часть Южно-Тянь-Шаньской скарново-шеелитовой провинции, в пределах которой вероятность открытия новых рудных узлов максимальна.

В разрезе положение скарново-шеелитовых узлов определяется границей каледонского и герцинского структурных этажей, а в пространстве увязывается с блоками, испытавшими максимальную подвижность в силуре и раннем-среднем карбоне и устойчивое воздымание в позднем карбоне. В силуре, в период субплатформенного этапа развития с преобладанием в регионе карбонатной седиментации, в пределах указанных блоков шло накопление эффузивно-терригенно-карбонатной формации, а в карбоне на фоне воздымания геосинклинали Южного Тянь-Шаня формировались инверсированные троговые прогибы, нередко с андезитовым вулканизмом в краевых частях, ограниченные разломами глубинного заложения.

В этой связи рудоконтролирующую роль в размещении узлов и конкретных рудных полей приобретают две эффузивно-терригенно-карбонатные формации. Возраст нижней — от S_1^W для объектов Зарафшано-Алайской зоны и Койташа до D для Лянгара. Представлена пестрым фациально не выдержанным набором осадков: песчаники, кремни, доломиты, известняки в ассоциации со значительно измененными лавами и туфами основного и среднего состава. На большинстве крупных объектов эта формация или подстилает продуктивные карбонатные толщи (Койташ, Ингичке), или сама является продуктивной (Лянгар, Каратюбе, Яхтон и др.). Если становление гранодиоритов происходит исключительно в карбонатной толще значительно выше рассматриваемой формации или в блоках, где она отсутствует, шеелитоносные скарны, как правило, не устанавливаются. Наглядные тому примеры — "безрудные" Зуркайнарский, Битауский, Ургутский интрузивы, петрохимически аналогичные различным "скарноносным" массивам, и значительные площади непродуктивных контактов Актауского, Зирабулакского и других крупных гранитоидных тел.

Приуроченность крупных объектов к участкам гранитоидов, частично ассимилировавших отложения указанной формации, свидетельствует о значении последней как возможного первичного концентратора рассеянного вольфрама (2). Экспериментальная проверка этого положения в Зирабулакских горах показала, что фоновая концентрация для эффузивно-терригенной толщи вендока — $6 \times 10^{-3}\%$, что в несколько десятков раз превышает кларковые значения для этих пород. Характерно, что и граниты, имеющие в целом очень низкую "вольфрамоносность" ($\approx 10^{-5}\%$) в пределах контаминированных указанной толщей участков, заражены вольфрамом в количестве $1-4 \times 10^{-3}\%$.

Верхняя эффузивно-терригенно-карбонатная формация с возрастом в разных зонах S_1-S_2 формировалась в узких прогибах, трассируемых разломами глубинного заложения, и пространственно ассоциирует с продуктивными интрузивами, во многом предопределяя их размещение и морфологию. В краевых частях подобных прогибов размещены месторождения Ингичке, Койтам, Яхтон, Джилао, Майхура, на их периферии — Лянгар, Каратюбе.

В качестве продуктивных на скарново-шеелитовое оруденение, помимо рассмотренных эффузивно-терригенно-карбонатных формаций, заметную роль играют и доломитсодержащие карбонатные комплексы верхнего силура. Приуроченность основной массы оруденелых скарнов апомагнезиальной известковой скарновой формации (I2) к доломитам и доломитовым известнякам на месторождениях Майхура, Яхтон, Каратюбе и установленный нами аподолмитовый характер значительной части известковых скарнов Ингичкинского рудного поля расширяют рамки литологического контроля скарново-шеелитового оруденения.

В результате анализа тектонических условий размещения вольфрамовых объектов установлено, что большая их часть осредоточена на осложненных крыльях структур II порядка, иногда захватывая и приадактивную часть антиклиналей II порядка (Лянгар, Каратюбе). Важна роль складок III-IV порядков, диагональных либо поперечных к главным. На некоторых (Яхтон, Джилао, Ингичке) месторождениях они фиксируют и опре-

деляют морфологию кровли интрузива и особенно его апофиз, соответственно морфологию и локализацию контактовых скарнов, а в некоторых случаях служат ловушками для межпластовых скарновых тел.

Роль дизъюнктивной тектоники в размещении вольфрамовых объектов огромна, хотя в пределах глубинных разломов, разделяющих структурно-формационные зоны, сколько-нибудь значительные проявления вольфрама не установлены. Однако фрагменты продольных (межблоковые) региональных разломов, разделяющих блоки с различной тектонической активностью на участках сочленения с поясами поперечных СВ и меридиональных разломов, определяют эталонную позицию крупных объектов (Койташ, Лянгар, Ингичке, Яхтон, Джилао, Майхура). Глубинный и долгоживущий характер этих разломов доказывается для некоторых вольфрамоносных районов (9) наличием вулканических дуг (Ингичке, Каратюбе), метаморфических поясов (Ингичке, Лянгар, Каратюбе), развитием дайковых поясов догранитоидных и постгранитоидных дайковых комплексов (Ингичке, Койташ, Яхтон, Майхура). Эти структуры и были главными путями миграции магматических масс, а позже и гидротермальных растворов.

Широкое развитие региональных складчатых и постскладчатых надвигов с амплитудами более 500 м и протяженностью в десятки километров — характерная и важная особенность скарно-во-шеелитовых районов практически для всех структурно-формационных зон. В настоящее время для некоторых массивов доказывается синхронность надвиговых перемещений с периодом скарнообразования (II). Для относительно небольших массивов (Яхтонского, Чаштепинского) надвиги в сочетании со складчатыми и поперечными дизъюнктивными структурами контролируют размещение относительно небольших массивов типа Яхтонского, Чаштепинского и др. (5). Для крупных (Зирабулакский, Актауский, Чинарсайский и др.) интрузивов надвиговые дислокации участвуют в формировании морфологии кровли и обуславливают значительные площади пологих контактов гранитоидов с вмещающими породами.

Выявленные закономерности мы применили для оценки и мелкомасштабного прогноза оруденения в Западном Узбекистане (6,9).

Таким образом, в размещении скарново-шеелитового оруденения, помимо магматического фактора, значительна роль формационно-тектонических, при этом уточнена роль крупных литологических единиц. Так, одни формации (эффузивно-терригенно-карбонатные) рассмотрены в качестве источников рассеянного вольфрама, другие (известково-песчано-сланцевые и известково-доломитовые) — как главные его концентраторы. Долгоживущие продольные глубинные структуры II порядка (междоковые разломы) и пояса поперечных разломов, обуславливающие длительность и интенсивность гидротермального процесса, сильно влияют на мобилизацию и миграцию вольфрама, а осложненные региональными надвигами крылья антиклиналей II порядка — на его концентрацию.

Л и т е р а т у р а

1. Абдуллаев У.М. Геология шеелитоносных скарнов Средней Азии. Ташкент, Изд-во УзССР, 1947.
2. Бадалов С. Т. Рудоносность метаморфических толщ Южного и Западного Узбекистана. В сб. "Рудоносность метаморфических образований", Киев, 1969.
3. Бухарин А.К., Гарьковец В.Г., Пятков К.К. Основные черты тектонического строения палеозоя западной части Южного Тянь-Шаня. В сб. "Тектоника байкальских и палеозойских складчатых структур СССР", М., 1972.
4. Глубинное строение земной коры территории Узбекистана по геолого-геофизическим исследованиям. Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1971.
5. Котов Н.В. Петрология гранитоидных интрузий западной части Зеравшанского хребта. Изд-во ЛГУ, 1965.
6. Кучукова М.С., Исмаилов М.И., Джамалетдинов Н.К. Скарново-редкометалльные и пегматитовые формации Западного Узбекистана, Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1971.

7. Ушаков Н.Д. К вопросу о поисковых признаках шеелитовых месторождений скарнового типа. "Уч. записки САИГИМСа", вып.7, Ташкент, 1962.
8. Ушаков В.Н. Опыт применения тестового метода для прогнозирования рудных месторождений в Западном Узбекистане. Тезисы докл. на II семинаре МГ УзССР по применению математики и ЭВМ в геологии. Ташкент, 1972.
9. Ушаков В.Н., Кренделев Ф.П., Воронич В.А. Оценка золоторудных и шеелитовых месторождений с помощью ЭВМ. Новосибирск, Изд-во "Наука", 1976.
10. Хамрабаев И.Х. Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане, Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1958.
11. Чернышов В.Ф. [и др.]. Основные особенности строения и размещения эндогенных месторождений Зеравшано-Гиссарской горной области. "Геол. руд. м-ний", 1971, № 5.
12. Шабнин Л.И. Формация магнезиальных скарнов. М., Изд-во "Наука", 1973.

Т.Ш.Хаджиев, Т.М.Мацокина, М.С.Кучукова,
Л.Н.Енижеева

К ВОПРОСУ О МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОМ ЗНАЧЕНИИ СКАРНОВ
ДОЛОМИТОВЫХ КОНТАКТОВ
(ПО МАТЕРИАЛАМ УЗБЕКИСТАНА И СОПРЕДЕЛЬНЫХ РЕГИОНОВ)

Доломиты составляют значительную часть карбонатных отложений Узбекистана. Но на территории республики — части классической среднеазиатской скарновой провинции — скарны доломитовых контактов отмечены в немногих месторождениях: Сюрень-Ата, Кумышкан, Тым, Яхтон, Камангаран и др. Такое несоответствие свидетельствует о недостаточном нашем знании даже масштабов распространения этих образований, тем более неясно металлогеническое их значение.

Прежде всего несколько слов о металлогенической специализации аподоломитовых метасоматитов Узбекистана. Следует отметить приуроченность боровой минерализации к этим образованиям, что обнаружено на месторождениях Сюрень-Ата, Кумышкан, Яхтон (участок "Северный") и др. Боровая минерализация, представленная в основном лодвигитом, замещенным впоследствии ссайбелиитом и флюоборитом, локализована главным образом в хондродитовом или клиногумитовом скарне, местами подвергшемся магнетитовому оруденению, и частично в кальцифирах.

Металлогеническая специализация аподоломитовых скарнов отмечена Т.М.Мацокиной, М.С.Кучуковой, Х.Н.Ваймухамедовым, Т.Х.Арифджановым и для скарново-рудных месторождений западной части Зарафшанского хребта. По данным этих исследователей, для типа скарнов из контакта гранодиоритов с доломитами, имеющих известково-магнезиальные, известково-железисто-магнезиальный составы, характерны шеелито-молибденитовая (Яхтон, Тым) и оловянно-полиметаллическая (Кыз-Курган) минерализации, тогда как для типа скарнов из контакта грано-

диоритов с относительно чистыми разностями известняков обычно характерны шеелитовая (Яхтон, Ингичке и др.), шеелит-пирротиновая (Чыш-Тепе и др.) минерализации.

Ученые Средней Азии давно дискутируют вопрос: благоприятны ли доломиты и аподоломитовые метасоматиты для оруденения? Ниже мы приводим следующие данные по этому вопросу.

Из одиннадцати основных рудных тел серебряно-цинково-свинцового месторождения Кумышкан восемь приурочено к аподоломитовым метасоматитам. При этом самые крупные рудные тела с наиболее богатой рудой образовались за счет апопериклазовых бруситовых мраморов. Причиной этого являются благоприятные физические и химические свойства последних (I,5). Так, бруситовые мраморы Кумышкана обладают сравнительно низкими упругими свойствами, относительно высокой истинной и эффективной пористостью. Низкие модули упругости и высокая пористость, как известно, отрицательно влияют на прочность пород (4). Этим объясняется часто наблюдаемое на месторождении явление — разрешение тектонических напряжений в зонах контакта в основном за счет бруситовых мраморов. Кроме того, рН суспензии бруситовых мраморов (в среднем 10,4) максимален среди пород месторождения. Таким образом, бруситовые мраморы благоприятны для развития оруденения по следующим причинам:

1) эти породы подвергаются трещинообразованию и дроблению легче других пород месторождения, что создает условия для более свободной циркуляции в них рудоносных растворов;

2) они обладают повышенной истинной и эффективной пористостью, обеспечивающей хорошее взаимодействие их с рудоносными растворами;

3) брусит, устойчивый только в щелочных условиях, легко растворяется и выносится из мест рудоотложения слабощелочными рудоносными растворами;

4) в результате такого растворения резко возрастает рН рудоносных растворов, что приводит к массовому выпадению полезных компонентов.

На борско-железородном с медью, кобальтом и висмутом месторождении Сюрень-Ата магнетитовые руды локализованы в основном в форстеритовых скарнах, меньше в шпинель-пироксеновых и развивающихся на их месте гранатовых скарнах (3). Для людвигитового оруденения наиболее благоприятны кондритовые скарны и магнетитовые руды в них, менее — кальцифиры. Кобальтсодержащий пирит развивается в основном в шпинель-пироксеновой зоне и значительно меньше — в гранат-пироксеновых скарнах, возникших на месте шпинель-пироксеновых пород. Халькопиритовое оруденение локализовано и в породах шпинель-пироксеновой зоны, и в заместивших их гранатовых скарнах, и в андрадитовых скарнах более внешних зон.

Исследования Л.И.Шабынина, Р.Д.Дженчураевой и др. последних лет показали, что почти все золото-медное оруденение месторождения Курутегерек локализовано в преобразованных магнезиальных и апомагнезиальных известковых скарнах. Изучавшие данное месторождение геологи до недавнего времени отрицали положительную роль аподоломитовых метасоматитов в рудолокализации.

По данным В.Ф.Зленко и др., на месторождении Северный Джангалык шеелитовая минерализация отмечена практически во всех скарнированных породах, но наиболее богатые скопления шеелита, как правило, приурочены к апомагнезиальным известковым или магнезиальным диопсидовым скарнам.

В результате исследования скарновых зон в Каратюбинском рудном поле (Зап.Узбекистан) в последние годы (Л.Н. Еникеева, М.С.Кучукова и др.) установлено, наряду с известковыми, широкое распространение апомагнезиальных известковых скарнов с шеелитовой и реже молибденитовой минерализацией (Сарыкуль-Аксайская зона). Тела магнезиальных скарнов расположены в экзоконтакте Сарыкульского и Каратюбинского интрузивов и по морфологии могут быть отнесены к внезональным (трещинные) скарнам. Наиболее широко здесь представлена диопсидовая фация. Шеелит присутствует в виде тонкозернистой вкрапленности, скоплений и микропрожилков в диопсидовых скарнах, кальцифирах, редко в мраморизованных доломитах. Значительные скопления шеелита в описываемых

магнезиальных скарнах связаны с более поздними изменениями (тремолитизация, серпентинизация, окварцевание), т.е. со стадией кислотного выщелачивания.

Напротив, Каратюбинская зона характеризуется значительным развитием известковых скарнов, в меньшей степени магнезиальных, представленных диопсидовой зоной, большей частью замещенных известковыми. Промышленные скопления шеелита связаны с апомагнезиальными известковыми и известковыми в значительной степени перекристаллизованными скарнами.

Приведенные примеры свидетельствуют о том, что представления некоторых геологов о бесперспективности доломитовых контактов на скарново-рудных образованиях не верны.

Немаловажно своеобразие парагенетических ассоциаций, обусловленное геохимическими особенностями магнезиальной среды. Так, в рудоносных скарнах по доломитам магнетит обычно ассоциирует с шеелитом, касситеритом, золотом, минералами висмута, бора и др. Примерами могут служить руды месторождений Чокадамбулак, Сюрень-Ата, Кумышкан, Северный Джангалык и др. Такие ассоциации не характерны для руд в скарнах, возникших на месте известняков. Частое присутствие магнетита в рудах магнезиально-скарновой формации значительно облегчает поиски и прогнозирование таких руд.

Таким образом, скарны и другие метасоматиты доломитовых контактов Узбекистана и сопредельных регионов металлогенически специализированы, что выражается в приуроченности к ним (в объектах, стратиграфических разрезах которых имеются и доломиты, и известняки) боровой, вольфрамово-молибденовой, олово-полиметаллической и других минерализаций.

В некоторых месторождениях аподоломитовые метасоматиты выступают в качестве более благоприятной среды для рудообразования, чем метасоматиты, возникшие на месте известняков.

В результате воздействия одних и тех же гидротермальных растворов в аподоломитовых метасоматитах возникают ассоциации рудных и нерудных минералов, часто коренным образом отличающиеся от таковых, образовавшихся по апоизвестняковым метасоматитам.

Таким образом, при геологической съемке, прогнозировании, поисках и разведке эндогенных месторождений необходимо особо выделять аподоломитовые метасоматиты.

Л и т е р а т у р а

1. Б а д а л о в С.Т. [и др.]. Роль дедоломитизации в образовании скарново-рудных месторождений Узбекистана. "Узб. геол. журн.", 1968, № 6.
2. Б а й м у х а м е д о в Х.Н., А р и ф д ж а н о в Т.Х. О роли вмещающих пород в образовании некоторых скарново-рудных месторождений западной части Зарафшанского хребта. Материалы ко II конференции по околорудному метасоматозу, Л., 1966.
3. З а р е в и ч И.П. Скарны и оруденение в контактах гранитоидов с доломитами некоторых месторождений в Чаткальском и Зарафшанском хребтах (УзССР). Автореф. канд. дисс., М., ИГЕМ АН СССР, 1966.
4. Р ж е в с к и й В.В., Н о в а к Г.Я. Основы физики горных пород, М., Изд-во "Недра", 1967.
5. Х а д ж и ё в Т.Ш. Измененные породы и первичные ореолы рассеяния Кумышканского рудного поля как индикатора скрытого оруденения. Автореф. канд. дисс., Ин-т геол. и геофиз. АН УзССР, 1965.
6. Ш а б ы н и н Л.И. Формация магнезиальных скарнов. М., Изд-во "Наука", 1973.

Х.А. Акбаров, М. Умарходжаев, Р.Н. Абрапов

ТИПЫ СКАРНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Месторождения с преобладанием контактового оруденения формируются в зонах контактов карбонатных, карбонатно-терригенных, реже эффузивных пород с изверженными. По положению контакта интрузивных тел к залеганию осадочных пород выделяются согласные и секущие контакты; в согласных важная роль принадлежит рудоподводящим структурам, а в крутых — сам контакт может служить проводником растворов (Королев, Шехтман, 1965).

Условия образования пологих или крутых контактовых тел зависят от химического состава вмещающих пород и условий их залегания. Так, в плохо поддающихся ассимиляции породах, т.е. резко отличных по валовому химическому составу от интрузивных, поверхность контакта стремится к положению, перпендикулярному к залеганию пород, а в хорошо ассимилируемых породах — вдоль их падения (I). Например, на месторождении Койташ контакты интрузива с известняками крутые, а со сланцами — пологие. Состав вмещающих пород и физико-механические свойства способствуют концентрации оруденения и влияют на морфологию контактовой поверхности и, следовательно, на морфологию рудных тел.

Вещественный состав руд в контактовых рудных полях весьма разнообразен. Здесь известны месторождения вольфрама, железа, свинца, цинка, меди, висмута и др.

Сложность литолого-структурных условий локализации оруденения и широкий диапазон послемагматического минералообразования обусловили многообразие геолого-структурных типов скарновых месторождений Средней Азии, среди которых выделили пять основных геолого-структурных типов (таблица).

Месторождения в согласных и подобных контактах интрузивов с вмещающими породами характерны для формаций карбонатных пород, проявляющих несущие свойства; согласные и подобные контакты на крыльях и брахиантиклиналях осложнены диагональными разломами. Во время рудолокализации наиболее активно на нее влияли литологические и структурные факторы, в результате чего рудные тела имеют пластообразные, лентовидные и корытовидные формы.

В прогибах кровли месторождения распространены ограничено. Они связаны с зонами крупных продольных разломов на крыльях складчатых структур. Скарны локализуются в прогибах интрузивной кровли вблизи разломов. Размещение оруденения контролируется крыльями складчатых структур, осложненными крупными разломами. На локализацию оруденения сильно влияли тектонические, литологические и структурные факторы, создавшие условия для формирования линз, лент и пластообразных структурно-морфологических типов рудных тел.

В секущих контактах с вмещающими породами месторождения размещаются на крыльях и поперечных осложнениях складчатых структур, в контактах интрузивных тел с карбонатными и карбонатно-терригенными формациями. На формирование структурно-морфологических типов рудных тел влияют морфологические особенности контактовой поверхности и характер движений вдоль нее.

Месторождения в пересечениях контактовых поверхностей разломами формируются в карбонатных, карбонатно-терригенных формациях, приурочиваясь к антиклинальным и мульдообразным синклинальным складкам, в местах пересечения их субпараллельными разломами. На формирование рудных тел больше всего влияли тектонические, литологические и структурные факторы.

Месторождения, связанные с апофизами, дайками и интрузивными штоками в породах кровли, формируются на крыльях антиклинальных структур, осложненных складками более низкого порядка и поперечными прогибами. На формирование рудных тел существенно влияли искривления контактовых поверхностей, осложненные оперяющими разломами. Характерная особенность

Особенности геологического строения

Тип месторождения	Характерные особенности разреза вмещающих пород	Структурная позиция	Тектонический режим во время минералообразования
-------------------	---	---------------------	--

В согласных и подобных контактах интрузива	С интрузивом контактируют грубослоистые однородные по составу чистые известняки одного горизонта	Обычно в осевых частях антиклиналей, пересекаемых региональными зонами тектонического растяжения; на некотором удалении от разломов, продольных относительно антиклинальных структур	Растяжение при скарнообразовании, сжатие при отложении оруденения
--	--	--	---

В прогибах пород кровли	Слоистые карбонатные толщи с частым переслаиванием известняковых, доломитовых и терригенных пород	На крыльях антиклинальных структур в зонах крупных продольных разломов, в участках, проткравшихся во время формирования структуры	Растяжение на ранних стадиях и сжатие на поздних
-------------------------	---	---	--

В секущих контактах крупных интрузивных тел	Слоистые толщи, с переслаиванием карбонатных и сланцевых пачек; реже однородные карбонатные породы, как исключение — контакт интрузивных пород	В контактовых тектонических зонах, на крыльях антиклинальных структур и их поперечных осложениях	Растяжение при скарнообразовании, сжатие при отложении оруденения
---	--	--	---

В пересечениях контактовой поверхности разломами	Однородные карбонатные или сланцевые толщи с прослоями известняков	В антиклиналях и мульдообразных синклиналях, в местах пересечения контактовых поверхностей зонами тектонического растяжения	Растяжение при скарнообразовании, сжатие при отложении оруденения
--	--	---	---

скарновых месторождений

Тип оруденения	Преобладающие типы вторичных изменений вмещающих пород	Продуктивные парагенетические ассоциации	Преобладающие типы рудных тел	Главные факторы рудолокализации
----------------	--	--	-------------------------------	---------------------------------

Вольфрам, железо, свинец, цинк, золото	Скарнирование, грейзенизация, амфиболизация, эпидотизация, мраморизация, окварцевание, пиритизация	Кварц-шелитовая, га-ленит-сфалеритовая с халькопиритом и пиритом	Скарновые образные залежи	Дробление скарновых тел и их гидротермальные изменения в связи с повторными движениями по контактовым поверхностям
--	--	--	---------------------------	--

Олово, вольфрам	Серпентинизация, окварцевание, хлоритизация	Галенит-сфалеритовая, галенитовая	Сложные и неправильные по форме тела	Дробление скарнов и серпентинизированных пород при повторных движениях по контактам
-----------------	---	-----------------------------------	--------------------------------------	---

Свинец, цинк	Скарнирование, скаполитизация, эпидотизация, альбитизация, амфиболизация, окварцевание, хлоритизация	Кварц-шелитовая, арсеномраморизация, пиритовая, халькопиритовая с золотом, сфалеритовая	Контактные столбы, линзы, ленты	Дробление скарнов и др. изменений пород в участках, разгруженных (при открытых) при повторных движениях по контактовой поверхности
--------------	--	---	---------------------------------	--

Вольфрам, молибден, золото, медь	Грейзенизация, амфиболизация, эпидотизация, хлоритизация, мраморизация, окварцевание	Кварц-шелитовая, с молибденитом, денитом, пирротинитом, вольфрамитом с леги	Столбовые и ленточные контактовые залежи	Интенсивное дробление и изменение скарнов в зоне влияния секущего разлома
----------------------------------	--	---	--	---

Тип месторождения	Характерные особенности разреза вмещающих пород	Структурная позиция	Тектонический режим во время минералообразования
-------------------	---	---------------------	--

жения (дайковые пояса, сложные тектонические зоны)

Вдоль апофиз, даек, штоков интрузивных пород в породах кровли	Преимущественно слоистые не-однородные толщи с переслаиванием известняков, доломитов, песчаников, мергелей	В сложных контактных разломах на крыльях антиклиналей; часто в зонах влияния секущих разломов в пределах поперечных прогибов	То же
---	--	--	-------

Примечание. Преобладающий способ рудостложения -

тектонического режима скарновых месторождений во время скарнообразования - горизонтальное растяжение, а при рудообразовании - сжатие, сопровождающееся интенсивным дроблением скарнов.

Структурно-морфологические типы рудных тел скарновых месторождений весьма разнообразны. Рудные тела размещаются в самих интрузивных породах, непосредственно в зоне контакта и в породах кровли. Следует отметить особое значение контакта как поверхности раздела двух сред с различными физическими и химическими свойствами. Различие физических, в частности механических, свойств соприкасающихся пород - один из важных факторов, влияющих на размещение оруденения. При воздействии тектонических сил поверхность контакта, способная разлагать их, легче подвергается скалыванию или разрыву, чем сами контактирующие породы. Поэтому контакт часто представляет зону, вдоль которой происходят смещения,

Тип оруденения	Преобладающие типы вторичных изменений вмещающих пород	Продуктивные парагенетические ассоциации	Преобладающие типы рудных тел	Главные факторы рудокализации
----------------	--	--	-------------------------------	-------------------------------

сульфидами

Свинец, висмут, серебро	Скарнирование, грейзенизация, турмалинизация, амфиболитизация, окварцевание, мраморизация, пропилитизация	Кварц-швелитовая, кварц-турмалин-лиазы, касситеритовая с сульфидами, скарни-магнетитовая, свинцово-цинковая	Контакт-столбы, ленты, сложные тела	Интенсивное дробление и изменение скарнов при повторных перемещениях по контактным тектоническим зонам
-------------------------	---	---	-------------------------------------	--

метасоматоз.

Сопровождающиеся приоткрыванием и дроблением пород и создающие при этом более проницаемую зону. Рудные тела представлены контактными и плащеобразными залежами в согласных контактах интрузивных массивов с вмещающими слоистыми породами, пласто- и лентообразными телами, столбами в секущих контактах интрузивных массивов с вмещающими породами, контактными телами сложной формы в тектонических контактах.

Важный фактор, контролирующий размещение оруденения, - различие минерального и химического состава соприкасающихся пород.

Изучение особенностей геолого-структурных типов скарновых месторождений позволит расшифровать структуру месторождения, выявить основные факторы рудокализации, структурно-морфологические типы рудных тел, условие их залегания и рационально проводить поисково-разведочные работы.

П. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ
ОБРАЗОВАНИЯ СКАРНОВ

УДК 553.064.32.06(470.311)

В.А. Жариков

НЕКОТОРЫЕ ВАЖНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ОБРАЗОВАНИЯ
И ОРУДЕНЕНИЯ СКАРНОВ

Скарновые месторождения представляют важнейшую группу месторождений различных полезных ископаемых. Активные исследования последних десятилетий позволили достаточно четко обрисовать геологическую позицию различных типов скарновых месторождений, понять главные особенности их генезиса.

Задачи геологической практики и теории настоятельно требуют дальнейшей разработки многих важных вопросов, касающихся условий образования и условий локализации скарновых месторождений – весьма важных в практическом и генетическом отношении. Среди актуальных задач можно выделить следующие: выяснение причин различной геологической и генетической позиции магнезиальных и известковых скарнов; детальное изучение скарновой зональности для определения физико-химических условий формирования скарнов, в частности роли диффузионных и инфильтрационных процессов; выявление черт и особенностей скарновых образований, которые могут служить индикаторами последующих процессов оруденения; изучение скарноподобных пород, образованных вне контактов с карбонатными породами, их геологической и генетической позиции, особенно связи с оруденением; уточнение геологического и генетического положения оруденения различного типа, изучение околорудных изменений в скарнах и связи апоскарнового оруденения с метасоматическими изменениями регионального распространения; определение причин и характера избирательного оруденения скарнов, источников рудного вещества в скарновых месторождениях.

Решение этих задач, несомненно, окажется существенным практическим и теоретическим вкладом в учение о минеральных месторождениях.

Л. И. Шабынин

О ВЗАИМООТНОШЕНИИ СКАРНОВ И ОРУДЕНЕНИЯ
В ДОЛОМИТОВЫХ КОНТАКТАХ

Исследования скарновых месторождений СССР последних лет и сводный анализ литературных данных показали, что рудоносные известковые скарны крупных месторождений цветных и редких металлов образуются не только по известнякам, как предполагали ранее, но не менее часто и с замещением магнезиальных скарнов доломитовых контактов.

Геологическая история скарновых месторождений в доломитовых контактах отличается от таковой аналогичных месторождений в контактах с известняками. Соответственно этому подход к прогнозированию, поискам, разведке и оценке месторождений в известковых скарнах обеих групп должен быть дифференцированным (по формациям скарнов). С этим следует связать дальнейшее существенное повышение точности прогнозирования и оценок, а также результативности поисков скарновых руд.

Формирование скарновых месторождений в доломитовых контактах началось с внедрения гранитоидных интрузий в доломиты, на месте которых под воздействием сквозьмагматических флюидов возникли магнезиальные скарны магматического этапа, сложенные форстеритом, шпинелью и фассаитом (реже монтчеллитом). Растворы ранней щелочной стадии преобразовывали эти скарны: в них развивались минералы гумитовой группы, флогопит, паргасит, диопсид. Эти преобразования происходили вне зависимости от условий глубинности. Только в гипабиссальной фации те и другие из этих скарнов замещались апomagнезиальными известковыми скарнами, сложенными более железистыми пироксенами ряда диопсид-геденберgit, гранатом, монтчеллитом, мелжилтом, ксантофиллитом, везувияном и волластонитом в соответствии с физико-химическими условиями скарнообразования. С этими

минералами встречаются местами те или иные остатки минералов исходных магнезиальных скарнов. В силу очень малой транспортабельности кремнезема и глинозема при просачивании послемагматических растворов ранней щелочной стадии в поровых пространствах пород возникающие известковые скарны развиваются практически только на месте магнезиальных, наследуя положение их в пространстве, размеры и формы их тел, непосредственно же по доломитам не образуются.

В неизмененных магнезиальных скарнах известно лишь магнетитовое оруденение магматического этапа. Послемагматическое оруденение встречается только в участках магнезиальноскарновых тел, подвергшихся тем или иным изменениям послемагматического этапа. Они делятся на высокотемпературные (ранней щелочной или скарновой стадии) и более низкотемпературные (стадий кислотного выщелачивания и поздней щелочной). С первыми связаны процессы преобразования магнезиальных и развития известковых скарнов, протекающие одновременно в различных частях метасоматической колонки. Эти процессы обычно, но не всегда сопровождаются рудной минерализацией с образованием массивных и вкрапленных, реже жильных руд магнетита, боратов, некоторых сульфидов, иногда шеелита, замещающих скарновые массы с одновременным изменением состава остающейся части силикатов.

В месторождениях гипабиссальной фации минеральный состав исходных скарнов к началу стадии кислотного выщелачивания обычно сильно меняется. К этому времени на месте фаялита, например, развивается уже третье поколение пироксенов, представленное железистыми разновидностями диопсид-геденбергитового ряда. Плотное тонко- или мелкозернистое сложение массы, характерное для магнезиальных скарнов этой фации глубинности, обычно еще сохраняется, хотя уже ко времени появления граната в геденбергитовом агрегате последний начинает приобретать крупно- или грубокристаллическое сложение. Такие разновидности скарнов, возникающие путем перекристаллизации и изменения магнезиальных, нередко несут вкрапленность шеелита и золотоносных сульфидов, и их уже очень трудно отличать от скарнов по известнякам.

Интенсивные изменения начала кислотной стадии в массивных скарнах уничтожают совокупности их, на месте которых возникают грубокристаллические существенно кварцевые породы с геденбергитовым пироксеном, иногда с гранатом. Эти породы нередко заключают шеелитовое, касситеритовое и различное сульфидное оруденение. В их массе местами сохраняются остатки преобразованных магнезиальных скарнов и замещивших их известковых, и все переходы между этими образованиями существуют. Минерализация образует в этих массах неравномерную вкрапленность, реже гнезда и короткие жилки массивных руд, и рудные минералы развиваются с замещением силикатов.

В скарново-грейзеновых образованиях типа ритмически-полосчатых пород, образующихся на месте скарнов, на этой стадии формируются флюорит- и везувиан-слюдистые массы с редкометальной и полиметаллической сульфидной минерализацией.

Распространенные в некоторых шеелитовых месторождениях (Майхура, Ингичке и др.) существенно кварцевые геденбергитовые (\pm гранат) породы грубокристаллического сложения, образовавшиеся на месте скарнов, не следует, по нашему мнению, называть окварцеванными скарнами. Они имеют иной химический и минеральный состав и возникают в отличных от скарнов физико-химических условиях (иной ряд относительной подвижности и активности компонентов, кислотности-щелочности, температуры, кислородного режима растворов и др.). Для этих пород названия можно рекомендовать по их минеральному составу с добавлением слова "апоскарновые" (например, "гранат-геденбергит-кварцевые" или "кварц-гранат-геденбергитовые грубокристаллические апоскарновые породы" и т.д.).

Более низкотемпературные изменения магнезиальной части скарнов в кислотную стадию в основном сводятся к тремолитизации и серпентинизации, проявляющихся с различной силой избирательно по зонам метасоматической колонки, строение которой, таким образом, сильно влияет на состав продуктов изменений. Процессы данной группы часто сопровождаются редкометальным окисным, сульфидным и иным оруденением. В от-

личие от явлений грейзенизации и интенсивного высокотемпературного окварцевания, тремолитизация и серпентинизация часто не сопровождаются рудной минерализацией.

Следует обратить внимание на то, что широко распространенные термины "наложенный скарн", "наложенное оруденение" и "сопутствующие руды" в большинстве случаев употребляются неверно. Определение "сопутствующего" оруденения как отлагающегося в границах скарновой стадии, а "наложенного" — в стадии кислотного выщелачивания тоже недостаточно точно. Как известно, в скарново-грейзеновых и скарновых месторождениях цветных и редких металлов в одних случаях процесс кислотного выщелачивания, в том числе грейзенизация, един с процессом скарнообразования, сменяя его в закономерной эволюции послемагматических растворов, в других же — обусловлен более молодым магматизмом, чем породивший сами скарны (как, например, в части месторождений Питкьяранты, Восточного Забайкалья и многих других). В равной мере это относится и к "сопутствующему" оруденению. Нередко в одном и том же месторождении имеются оба типа проявлений кислотного выщелачивания с рудной минерализацией. Если применять термин "наложенное оруденение" по отношению к минерализации, имеющей иной геологический возраст, чем заключающие ее скарны (что и представляется нам правильным), то следует отказаться от применения этого термина в других случаях. Это же относится и к известковым скарнам, замещающим магнезиальные. Необходимо говорить (и писать) о наложении известковых скарнов на магнезиальные лишь при различном их возрасте, во всех же остальных случаях обозначать явление по существу процесса — замещение магнезиальных скарнов известковыми, грейзеновые проявления в скарнах, а не грейзеновые наложения на скарны. Рудную минерализацию стадии кислотного выщелачивания называть послескарновой (постскарновой), а "сопутствующую" — оруденением скарновой стадии. Эти термины более четко выражают и время рудоотложения и существовавшие условия кислотности-щелочности растворов. Ведь в распространенном ныне употреблении и "сопутствующие", и "наложенные" руды одинаково сопутствуют скарнам (в смысле сонахождения с

ними) и одинаково наложены на них (в смысле замещения силикатов рудными минералами), т.е. нет оснований для подобного деления.

Неоправдано выделение в скарновых месторождениях "гидротермального" и "скарнового" оруденения. Не говоря уже о том что оба они относятся к гидротермальным метасоматическим образованиям, жильная форма рудных концентраций в скарнах почти всегда сосуществует с вкрапленной и гнездовой формами при малых количествах собственно "жильных" минералов в массе скарна или вовсе без них. Разграничение "гидротермального" и "скарнового" оруденения в большинстве случаев практически невозможно, поскольку сульфидные, например, руды часто располагаются в скарнах и одновременно в граничащих с ними сохранившихся мраморах или с изменением глубины, как в Холь-Голе (КНДР) или Кумышкане, или по простиранию переходят из одних пород в другие.

Часто в скарнах (т.е. ближе к контакту с интрузивом) располагается более высокотемпературное оруденение (например, медно-сульфидное), а у внешней границы скарнового тела, в карбонатных породах — более низкотемпературное, в частности свинцово-цинковое, сурьмяное и пр. При относительно небольших мощностях скарновых тел температурные условия, благоприятствующие осаждению этих сульфидных минералов, часто будут приходиться, по-видимому, уже на карбонатные породы, бруситовые мраморы и кальцифиры, т.е. на участки за пределами мощности скарновых тел. На этих участках, сравнительно более удаленных от горячего контакта, относительная кислотность растворов, достаточная для реакции их со вмещающими породами и осаждения сульфидов, достигается именно при более низких температурах. Следовательно, достаточных оснований для отнесения части сульфидных руд (заключенной в скарнах) к "скарновым", а отложенной в мраморах того же контакта — к "гидротермальным" в подобной ситуации, по-видимому, нет.

В скарнах доломитовых контактов жильными минералами руд (в понимании американских геологов) выступают минералы магнезиальных скарнов магматического этапа и преобразован-

ных, апомагнезиальных известковых скарнов, минералы стадий кислотного выщелачивания и поздней щелочной в различных сочетаниях и пропорциях. В ходе понижения температуры послемагматический процесс в скарновых контактах проходит одни и те же стадии, в результате которых появляются определенного типа образования, с устойчиво повторяющимися особенностями порообразующих минералов и минеральных ассоциаций. Рудная минерализация того или иного элементного и минерального состава образуется в несколько различающихся сочетаниях одних и тех же в основном "жильных минералов" (перечисленных их групп). Нередко не только скарновые силикаты, но и отдельные рудные минералы скарновой стадии (особенно часто магнетит) в стадии кислотного выщелачивания концентрируют в себе промышленную рудную минерализацию (в частности халькопирит, золото, шеллит, висмутовые соединения, бораты и др.), т.е. занимают позицию "жильных минералов". Магнетитовое и халькопиритовое оруденение в скарнах не всегда сопровождается сильными изменениями высокотемпературных силикатов. Напротив, минерализация, представленная такими ацидофильными элементами, как **W, Sn, Mo, Be**, как правило, встречается в скарнах с интенсивно проявленным в них кислотным выщелачиванием.

Следует отметить, что обычно при наложенном оруденении (в том числе и скарновой стадии или "сопутствующем") взаимоотношения рудных и собственно "жильных" минералов со скарновыми в общем случае полностью аналогичны таковым в генетически сопряженных скарнах и рудах. Минеральный состав и структуры возникающих в магнезиальных скарнах известковых скарнов, апоскарновых пород и руд в обоих случаях часто сходны, хотя геологические, геохимические, структурно-тектонические характеристики тех и других, как правило, различаются.

Если не учитывать немногочисленные месторождения, где доказан наложенный характер апомагнезиальных скарнов и оруденения, то можно сказать, что сложные минеральные ассоциации в рудах скарновых месторождений доломитовых контактов помогут проследить неразрывную генетическую

связь между рудоотложением той или иной стадии и процессом образования соответствующих "жильных минералов". Взаимосвязанная, параллельно протекающая смена во времени минеральных ассоциаций "жильных" и рудных минералов вырисовывается как единый процесс контактово-метасоматического минералообразования, эволюция которого обусловлена изменениями физико-химических свойств растворов (в основном после отделения их от магмы) и структурно-тектонической обстановки.

Н.Н.Перцев

РАЗЛИЧИЯ В ПРОЦЕССЕ СКАРНООБРАЗОВАНИЯ
ДОЛОМИТОВЫХ И ИЗВЕСТНЯКОВЫХ КОНТАКТОВ

Результаты экспериментальных работ и термодинамических исследований минералов позволяют в настоящее время перейти к количественным оценкам условий образования и изменения скарных парагенезисов и прежде всего температуры, мольных долей CO_2 и H_2O , химических активностей скарно- и рудообразующих компонентов и др. Количественные диаграммы зависимостей этих переменных величин помогут вскрыть и понять некоторые эмпирически установленные закономерности скарнообразования.

Существуют значительные различия в системе реакций между гранитоидной магмой и известковыми карбонатными породами с одной стороны и гранитоидной магмой и магнезиальной карбонатной породой с другой стороны. Диаграммы активность SiO_2 - активность Al_2O_3 показали неизбежность появления магнезиальных скарнов магматического этапа, если из магмы вытекает равновесный с ней флюид.

Закономерно образуются пироксен-полевошпатовая, шпинель-пироксеновая и шпинель-форстеритовая зоны, растущие одновременно с наступлением одной на другую в сторону доломитов. В тех же условиях, но в известняковых контактах возможно появление только одной реакционной плагиоклазовой или пироксен-плагиоклазовой околоскарновой зоны. В результате сравнения скоростей роста околоскарновой зоны в магнезиальных скарных с возможной скоростью роста гипотетической околоскарновой зоны известковых контактов в магматическом этапе выявлено, что скорость роста последней примерно на один порядок ниже скорости роста околоскарновой зоны в магнезиальных скарных и значительно ниже скорости замещения ее (гипотетическая зона) магматическим расплавом.

Поэтому в обычных условиях она не может возникнуть. Этим и объясняется невозможность образования в контакте с известняками при их магматическом замещении промежуточных скарновых зон.

В послемагматических условиях изменяется режим температуры ряда компонентов — CO_2 , Al_2O_3 , Fe.

Понижение температуры, уменьшение давления CO_2 и химического потенциала Al_2O_3 , увеличение химического потенциала железа повышают устойчивость известковоскарновых минералов и ассоциаций: они закономерно появляются в контакте известкового мрамора с гранитоидом. Магнезиальноскарновые ассоциации при этом уступают место более стабильным известковоскарновым.

III. ВЗАИМООТНОШЕНИЕ СКАРНОВ С ДРУГИМИ ТИПАМИ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

УДК 553.064.32;549.1(575.14)

Т.Х.Арифджанов

ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ СКАРНОВ ЧАКЫЛ-КАЛЯНСКИХ ГОР

В пределах Чахыл-Калянских гор, где преимущественно развиты дислоцированные, прорванные гранитоидными интрузиями карбонатные толщи, отмечен ряд скарново-рудных месторождений (Яхтонское, Чаштепинское, Камангаранское и другие), размещенных в контактовом ореоле интрузий и реже на некотором удалении от них в породах экзоконтакта и приуроченных к зонам трещиноватостей, межпластовых отслоений и брекчирования.

К особенностям генезиса этих месторождений следует отнести наличие в некоторых из них скарнов как магнезиально-скарновой, так и известковоскарновой формаций, что нередко обуславливает сложный минеральный состав этих скарнов, особенно при замещении магнезиальных известковоскарновыми. Минеральный состав скарновых тел значительно усложняется, так как появляются разности от чисто магнезиальных до известковых с переходными между ними разностями. Это обусловлено в первую очередь факторами среды или влиянием исходного состава вмещающих пород на минеральный состав скарновых образований, времени, тесно связанным с предыдущим, но выражающимся через этапы и стадии скарново-рудного процесса; фактором, связанным с типом замещения или характером развития скарнового процесса, и фактором, обусловленным особенностями состава и состояния воздействующего (скарнирующий) раствора при данных физико-химических и термодинамических условиях.

Роль среды очевидна из того, что с различными по исходному составу вмещающими породами (известняки, известково-силикатовые роговики, доломиты и гранитоиды) связаны скарны, отличающиеся не только строением зон и структурно-текстурными особенностями, но и минеральным и химическим составами.

Весьма своеобразно брекчиевое тело Яхтона, которое по существу интегрально (как бы объединяет особенности остальных), так как, кроме преобладающих доломитов, в нем сосредоточен обломочный материал всех упомянутых апоскарновых пород.

Доломиты и их брекчированные разности представляют благоприятную среду для избирательного замещения магнезиальными скарнами, а вмещающие породы иного состава, в том числе и известняки, претерпевают перекристаллизацию.

Различие в поведении доломитов и известняков при воздействии на них сквозьмагматических растворов объясняется разным отношением силикатов кальция и магния к давлению углекислоты в минералообразующих растворах и значительно более низкой температурой диссоциации доломита, чем кальция.

Состав и строение зон магнезиальных скарнов Яхтонского месторождения сходны с известными в литературе, но отличаются повсеместно малой мощностью внешних зон и большой шириной ореола трещиноватости, что говорит о внедрении гранитоидов с большим участием механических усилий и не очень интенсивным магматическим замещением вмещающих доломитов.

Роль доломитов как среды скарнообразования состоит в том, что количество зон и одновременных минералов в каждой из зон метасоматической колонки магнезиальных скарнов определяется инертными компонентами, привносимыми растворами (SiO_2 , Al_2O_3) и заимствуемыми из исходных доломитов (MgO).

Применительно к рассматриваемым магнезиальным скарнам Яхтона, отличающимся иными соотношениями и числом одновременных минералов в пределах зон, независимо от характера

подвижности MgO (компонент исходной породы) доля его в минералообразовании определяет магнезиальный характер скарнов как в целом, так и зон в частности.

Упомянутые ранее вмещающие породы иного, чем доломиты, состава также замещаются скарнами, но в отличие от предыдущих, они представляют среду для избирательного развития известковых скарнов, широко распространенных в пределах района. Минеральные ассоциации их тесно связаны с исходным составом вмещающих пород и в зависимости от характера процесса обусловлены либо инертными компонентами замещающей породы, либо концентрацией (потенциал) вполне подвижных компонентов раствора.

Образование пластообразных и жильных инфильтрационных скарнов в однородной известковой среде происходит при вполне подвижном характере всех компонентов и роль среды заключается в переосаждении воздействующего раствора компонентом замещаемых известняков — CaO .

Если мономинеральность упомянутых инфильтрационных скарнов обусловлена характером замещения, то состав пироксена ($f_{\text{ш}} = 90-92\%$) с преобладанием в изоморфном ряду геденбергитовой молекулы (при подчиненности диопсидовой и мюссониновой) свидетельствует о сравнительно низкой концентрации в растворе вполне подвижных MgO и MnO и высоком FeO , приносимых растворами.

К особенностям химизма этих образований необходимо отнести отсутствие в составе скарнов Al_2O_3 , что подтверждает не только инертность, но и нетранспортабельность глинозема в щелочной этап послемагматического скарнообразования.

По условиям образования к изложенным близки межпластовые, развитые за счет известково-силикатовых роговиков, состав которых, кроме преобладающих кальцита и кварца, характеризуется также невысоким содержанием глинозема (2-3%) и окиси магния (1,5-2,0). В результате химических анализов установлено соразмерное содержание их в продуктах замещения (скарны) с количеством во вмещающей породе.

Если при данных условиях наличие в исходной породе инертного и нетранспортабельного глинозема обуславливает появление новой фазы - гроссуляра (15-20% андр.мол.), то второй образующийся при этом минерал согласно правилу фаз $\Phi = K_{II} + I = I + I = 2$ представлен пироксеном ($m = 80-84$), менее железистым, чем предыдущий, но соответственно более магнезиальным (9-12% диопс.мол.) при этом же содержании в изоморфном ряду иогансинитовой составляющей.

Таким образом, изменения в химизме исходной породы количественно и качественно сказываются на минеральном составе скарновых новообразований. Однако исходно высокое содержание в породе свободного кремнезема существенно не влияет на состав скарнов, содержащих его в таком же количестве, что и скарны по чистым известнякам.

Особенно нагляден процесс избирательного скарнообразования в брекчиях. Здесь доломитовый обломочный материал замещается зональными магнезиальными скарнами прогрессивного этапа, которые в послемагматический период избирательно преобразуются с развитием по шпинели флогопита, фассаиту - диопсида, форстериту - клиногумита и т.д. Преобразование магнезиальных скарнов сопровождается одновременным формированием известковых скарнов по другим составляющим брекчий: обломки известняков замещаются геденбергитом и андрадитом, а гранитоидов - салитом и гроссуляром. Кроме того, в магнезиальноскарновом окружении гранитоидные обломки реагируют аналогично околоскарновым породам, замещаясь по периферии флогопитом, роговой обманкой и обширным гистерогенным комплексом минералов этапа кислотного выщелачивания. Все это свидетельствует о том, что процессы, вызывающие преобразование магнезиальных скарнов и известковоскарновое замещение, осуществляются одними и теми же растворами, но функционирующими в различных средах.

Наряду с инфильтрационными в пределах района резко доминируют по масштабам проявления известковые скарны би-метасоматического происхождения. Образование их связано с контактом двух неравновесных в химическом отношении пород - гранитоидов и известняков.

При данном типе скарнового замещения роль среды, в отличие от инфильтрационных, определяется соотношением инертных компонентов (SiO_2 , Al_2O_3 , CaO), заимствуемых из исходных вмещающих пород, встречная диффузия которых (в сторону падения концентраций в условиях просачивания постмагматических растворов) обуславливает широкое распространение в скарновых полях района преимущественно пироксеновых, гранатовых и гранат-пироксеновых разностей известковых скарнов. При этом минералы изоморфных рядов заметно меняют состав от экзоскарнов к эндоскарнам, что можно проиллюстрировать на примере граната, меняющегося от андрадита до гроссуляра, и пироксена — от геденбергита до салинта.

В доломитовых контактах района магнезиальные скарны, синхронные с известковыми, не отмечаются. Все магнезиальные скарны района связаны с доломитами и являются образованиями магматического этапа, а известковые, включая и апомагнезиальноскарновые, связанные с упомянутыми типами вмещающих пород (кроме доломитов), — послемагматического. Это — пример фактора времени, обусловленного исходным составом вмещающих пород. В дальнейшем этот фактор обуславливает смену минеральных ассоциаций гистерогенного комплекса, связанного с эволюцией растворов во времени, но в пределах формаций.

В минеральном разнообразии скарновых тел немаловажна роль составов воздействующих растворов и особенно концентрации вполне подвижных компонентов, определяющих качественный минеральный состав, в отличие от количественного, обуславливаемого инертными компонентами. По данным Д.С. Коржинского (1955), "повышение концентрации какого-либо компонента в растворе вызывает такое изменение, что при том же соотношении инертных компонентов возникает парагенезис, более богатый данным вполне подвижным компонентом".

В рассматриваемых объектах обоснованием для данного фактора может служить широко распространенный процесс замещения

магнезиальных скарнов Яхтона известковыми, замещение геденбергитовых скарнов андрадитовым гранатом, а также колебание составов минералов в инфильтрационных экзоскарнах.

Таким образом, скарны района следует рассматривать как сложные в геологическом и геохимическом отношении типы, состав и строение которых обусловлены рядом факторов, главные из которых — место, время, раствор и характер его взаимодействия со средой.

Н. А. Блохина

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
В СКАРНАХ МАГНЕЗИАЛЬНОСКАРНОВОЙ ФОРМАЦИИ
(НА ПРИМЕРЕ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТАДЖИКИСТАНА)

Наиболее типичные представители данной формации (месторождения Тарор и Гиждарва) находятся в западной части Зарафшанского хребта, в сложно построенном регионе, который формировался в герцинскую эпоху тектогенеза. В геологическом его строении преимущественно развиты палеозойские осадочно-метаморфические породы (мраморизованные известняки, доломиты, сланцы и роговики), интенсивно дислоцированные и прорванные гранитоидными интрузиями. При значительном сходстве месторождения различаются в первую очередь морфологией и размерами скарновородных тел, что обусловлено особенностями стратиграфического разреза (переслаивание известняков, доломитов и сланцев), размерами и формой интрузива и некоторыми структурными особенностями.

На Тароре магнезиальные скарны магматической стадии образуют залежь на контакте с пологопадающим пластообразным телом гранитоидов; во внешней ее зоне развиты форстеритовые и шпинелевые кальцифилы. При послемагматическом известковом скарнообразовании магнезиальные скарны замещались известковыми (апомангезиальными) скарнами; менее развиты известковые скарны по известнякам и гранитоидам.

В связи с сильно выраженным средне-, низкотемпературным изменением (лиственнитизация, березитизация) магнезиальных скарнов установить их минеральный состав и степень замещения известковыми скарнами трудно.

На месторождении Гиждарва магнезиальные скарны с богатой (котоит, людвигит, флюоборит, осайбеллит) минерализацией замещают доломиты в пределах крутопадающего блока карбонатных пород, заключенного в жидкообразном теле гранитоидов.

Магнезиальные скарны образуют контактовые тела небольшой мощности и, кроме того, развиваются по густой сети трещин в брекчированных доломитах. Время формирования магнезиальных скарнов, установленное калий-аргоновым методом по флогопиту, — 312–336 млн. лет, т.е. соответствует времени становления гранитоидных интрузий. Эти цифры подтверждаются взаимоотношениями магнезиальных скарнов с гранитоидами.

Известковое скарнообразование контролируют те же крутопадающие контакты, а также разноориентированные гранитоидные апофизы и тектонические нарушения. Отмеченные особенности определили форму и размеры известковоскарновых тел: это маломощные контактовые тела с раздувами и апофизами во вмещающие породы, мелкие жилообразные тела и неправильные гнезда. Известковые скарны образуются по магнезиальным скарнам, известнякам, известково-силикатовым роговикам и гранитоидам.

Апомagneзиальные известковые скарны отличаются от обычных известковых более сложным минеральным составом. Помимо граната и пироксена, в них присутствуют минералы магнезиальных скарнов (периклаз, форстерит, диопсид, шпинель, клиногумит, ксантофиллит, флогопит), монтичеллит, везувиан и волластонит. Присутствие периклаза и монтичеллита позволяет отнести магнезиальные скарны Гиждарвы к фации умеренных и малых глубин.

В рассматриваемых месторождениях золото-сульфидное оруденение локализуется в магнезиальных, известковых и апомagneзиальных известковых скарнах, интенсивно измененных или превращенных в апоскарновые метасоматические породы амфиболового, амфиболово-слюдистого, чаще же кварц-карбонатного (листвениты) или кварц-карбонат-серицитового (березиты) состава, которые наиболее широко распространены на Тарорском месторождении. В этих и более поздних продуктах изменения скарнов на обоих месторождениях установлена боросиликатная минерализация. Время формирования названных метасоматитов установлено калий-аргоновым методом по серициту из березита — 239–260 млн. лет для Тарора и 264 для Гиждарвы,

по флогопиту — 253 для Тарора и 264 млн. лет для Гиждарвы. Возраст предрудных метасоматитов можно условно принять за нижнюю возрастную границу оруденения.

Руды рассматриваемых месторождений имеют сходный минеральный состав и сформированы в течение нескольких стадий минерализации. Продуктивными на золото являются ранняя пирит-арсенопиритовая и поздняя медно-висмут (-теллуридная) минеральные ассоциации.

Помимо основной золоторудной минерализации, в скарнах характеризуемых месторождений и продуктах их изменения установлены боратная и боросиликатная минерализация.

Сравниваемые месторождения имеют общие геохимические особенности. Руды их содержат одни и те же рудообразующие (В, W, Mo, Fe, As, Cu, Bi, Pb, Zn, Sb, Au) элементы и элементы-примеси (Sn, Ge, Ag, Se, Te и др.). В обоих случаях установлена тесная геохимическая связь висмута с золотом.

На примере месторождений Тарор и Гиждарва можно судить о необходимости доломитовых контактов для образования скарновых золоторудных и других месторождений. Учитывая широкое развитие на территории Зарафшано-Гиссарской горной области доломитов, прорываемых гранитоидами, рекомендуется детально изучать контакты этих пород для выявления месторождений магнезиально-скарновой формации.

Х.Н. Баймухамедов, А.З. Юлдашев

ФАЦИАЛЬНОСТЬ СКАРНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ИХ РУДОНОСНОСТЬ НА ПРИМЕРЕ ЮГО-ЗАПАДНОГО УЗБЕКИСТАНА

Большинство исследователей под фацией или фациальностью постмагматических месторождений, как и любых геологических тел, понимают не минерал и не минеральные ассоциации, а условия и обстановку их образования. Поэтому основная задача фациального анализа — определение условий и обстановки образования месторождений по присущим им свойствам.

Оценка и анализ геологических (стратиграфическое и геолого-структурное положение месторождений, определенное пространственное и временное взаимоотношение с магматическими образованиями), минералогических (своеобразное строение реакционных зон, метасоматической и минералогической зональности, различие химического состава сосуществующих минералов, структурно-текстурные особенности руд, телескопирование минеральных ассоциаций различного состава и т.д.), геохимических (коэффициент окисленности железа пород и минералов, распределение редких и рассеянных элементов, зональность рудообразующих элементов и т.д.) и других свойств скарновых месторождений Юго-Западного Узбекистана указывают на наличие двух, различающихся по свойствам и соответственно по фациальности, разновозрастных генетических типов скарновых месторождений.

Месторождения среднегерцинского этапа находятся в зоне контакта гранитов и гранодиоритов S_{2-3} , их апофиз и дайковых фаций (месторождения интрузивной зоны). Для них характерен преимущественно контактово-биметасоматический или контактово-инфильтрационный характер скарнообразования и сравнительно глубинные — мезоабиссальные (2,5 — 4,5 км) условия. В этих месторождениях рудоотложение W , Mo , реже Su ,

Си, В1), являясь непосредственным продолжением процесса скарнообразования, протекало в сходных физико-химических условиях. Как правило, оно пространственно совмещается с площадью развития скарнов и развивается главным образом путем избирательного замещения скарновых минералов.

Месторождения и рудопоявления позднегерцинского периода развиты в основном в экзоконтактовой части малых интрузий и дайковых образований Р-Т₁ (месторождения надинтрузивной зоны), где скарнообразование протекало контактово-инфильтрационным и инфильтрационным путями. Формировались они в гипабиссильных (1±2,5 км) и близповерхностных (0,5±1,5 км) условиях глубинности. В этом случае для месторождений типична растянутость минералообразования во времени и возможен значительный отрыв скарнов и руд. Рудная минерализация (Fe, Sn, Zn, реже Pb, Cu, Ag) отлагается на отдельных участках скарнов или в стороне от наиболее интенсивно скарнированной зоны. Нередко в этих месторождениях скарны и промышленная рудная минерализация представлены продуктами магматизма разного возраста. В этом случае скарны определенного состава и физико-механических свойств служат лишь благоприятной вмещающей средой.

В результате изучения фациальности месторождений и степени их эродированности можно будет оценить выходящие на поверхность рудные проявления и их перспективность.

С. Т. Бадалов

О ГЕНЕТИЧЕСКОЙ СВЯЗИ СКАРНОВО-ШЕЕЛИТОВЫХ И КВАРЦ-ШЕЕЛИТ-ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗАПАДНОГО УЗБЕКИСТАНА

В последние годы становится все более очевидным, что многие "общепринятые" представления по различным вопросам минералогии, геохимии и генезиса природных концентраций (в частности промышленных месторождений) нуждаются в частичном пересмотре. К ним относятся критерии этапности и стадийности, зональность распределения минералов и элементов, источники петро- и рудообразующих компонентов, вопросы "продуктивных" или "чуждых" ассоциации минералов в рудных месторождениях и др.

По условиям образования шеелит характерен для месторождений от наиболее высокотемпературных контактово-метаморфических до средне- и низкотемпературных (I, 2, 6, 7-13, 15-18). В парагенезисе с шеелитом образуются минералы скарнов, молибденит, флюорит, касситерит, вольфрамит, висмутин, антимонит, халькопирит, анкерит и др.

Вопрос о критериях связи между шеелитом из скарновых и золоторудных месторождений рассматривали в работах (4, 6, 8, 17, 18 и др.). Шеелит, считавшийся ранее одним из наиболее характерных скарновых минералов, не менее распространен в собственно гидротермальных, кварцево-жильных телах, где он образуется совместно с золотом и сульфидными минералами железа, молибдена, меди, висмута, мышьяка и др. (пирит, пирротин, висмутин, халькопирит, арсенопирит, молибденит и т.д.). Примеры подобного образования шеелита - кварц-шеелит-золоторудные жилы и метасоматиты Западного Узбекистана, кварц-шеелит-молибденитовые жилы и прожилки верхьев рек Шаугаз-Абджаз в Алмалыкском районе, шеелит совместно с сульфидами в месторождениях Устарасай, Южный Янгикан, Умбетты и другие (2, 9, 10, 11).

Совместное образование шеелита с золотом столь характерно, что позволило выделять кварц-шеелит-золоторудную формацию в качестве самостоятельной (I7, I8). Несмотря на это до настоящего времени (I4) некоторые исследователи объясняют совместное нахождение шеелита и золота и другие подобные необычные сочетания минералов явлениями "наложений" новых порций растворов и относят их к "чуждым" ассоциациям.

Характерно образование шеелита не во всех золоторудных месторождениях, а только в тех, которые расположены в потенциально рудоносных одновременно на вольфрам и золото геохимических провинциях. Одна из наиболее интересных подобных провинций – Западный Узбекистан в связи с активной ролью подстилающих и вмещающих оруденение вулканогенно-осадочных песчано-сланцевых пород докембрия, нижнего палеозоя и среднего карбона, обогащенных органическим веществом, свободным кремнеземом, а также золотом, вольфрамом и комплексом халькофильных элементов. Для этого региона с 1962 г. автор предполагал, а затем было доказано фактическим материалом (3–5, I3 и др.), что вмещающие породы, особенно песчанистого состава и обогащенные органикой, – носители первичных повышенных содержаний золота, вольфрама и других элементов. В подобных породах нередко находится большой комплекс халькофильных элементов, в том числе мышьяк (I9).

Одна из важнейших минералого-геохимических особенностей многих скарновых и кварц-золоторудных образований Западного Узбекистана – наличие в них шеелита в качестве главного или второстепенного рудного минерала (I7). Шеелит как общий для разнотипных месторождений этого региона (скарновые – Лянгар, Койташ и др.; золоторудные – Мурунтау и др.) минерал, вероятно, имеет единый источник для создания концентраций независимо от причинности возникновения метасоматических и прожилково-жильных образований.

В Западном Узбекистане выделено не менее четырех типов шеелита, различающихся по характеру и способу образования в различных минеральных парагенезисах.

1. Шеелит как аксессуарный минерал вмещающих пород (интрузивных и метаморфогенных) представлен мельчайшими кристалликами (в интрузивах) или их обломками (в осадочных и метаморфогенных породах), являющимися либо синхронными кристаллизации магматической породы, либо возникшими в процессе метаморфизма вулканогенно-осадочных пород, обогащенных вольфрамом. В отдельных участках некоторых горизонтов этих пород содержание WO_3 составляет 0,0X-0,X% (4,6).

2. Шеелит в виде тончайшей синхронной вкрапленности в главнейших скарновых минералах (пироксены и гранаты) (I,2,7,I2,I3). В этом случае участвующий в скарнообразовании вольфрам образует, как правило, самостоятельный минерал - шеелит и не входит изоморфно в кристаллические структуры скарновых минералов.

3. Шеелит кристаллический разных размеров (от 0,0X мм до 10 см в диаметре) в виде отдельных кристаллов или их скоплений. По времени образования этот шеелит позже скарновых минералов разъедает и цементирует их. Нередко сопровождается кварцем (I,2,I2-I4).

4. Шеелит в жилах и прожилках в основном кварцевого состава совместно с золотом, молибденитом и другими сульфидами (I,2,7,I2,I3).

Между указанными генетическими типами шеелита существуют тесные связи, обусловленные единством физико-химической системы, создавшей все разнообразие процессов изменений пород и соответствующего оруденения или рудной минерализации. В связи с этим не случайно их пространственное совмещение.

Золотоносность наиболее позднего, обычно жильного шеелитового оруденения в скарнах объясняется резко выраженной халькофильностью золота, концентрирующегося в связи с этим в сульфидных минералах, как правило, завершающих процесс собственно скарнообразования. Если в течение этого процесса геохимические свойства вольфрама практически остаются постоянными (литофильные), то у золота они изменяются от биофильного, сидерофильного и нейтрального состояния во вмещающих породах до нейтрального в начале скарно- и рудообразования и халькофильного в поздний этап при отложении сульфидов.

Вполне естественно, что многие сульфиды (особенно арсенопирит, халькопирит и пирит) в случае возникновения со скарнами (а не наложений, носящих случайный характер) почти всегда являются важнейшими концентраторами золота (до 600–700 г/т в арсенопирите, до 20–50 в халькопирите и до 20–40 г/т в пиритах).

Индикатор недостатка серы в процессах скарнообразования и важности нахождения в них сульфидной минерализации — количественное распределение в шеелите (особенно в III) молибдена. Отсутствие серы приводит к вхождению молибдена в шеелит, при наличии же ее образуется молибденит.

Установлены следующие минералого-геохимические и генетические признаки единства процессов, приводящих к возникновению природных концентраций (в частности промышленных месторождений) от собственно скарно-шеелитовых до кварцево-золоторудных: а) наличие общих ведущих рудообразующих элементов (вольфрам, золото); б) тяготение к вмещающим или подстилающим потенциально-рудоносным породам определенного состава (песчанистые разности пород, обогащенных органическим веществом); в) близость по времени отложения золота и шеелита, особенно в поздних стадиях процесса; г) высокая пробоность золота при относительно низких содержаниях сульфидов в рудах); д) минералом-концентратором золота почти всюду является арсенопирит, который и образует в зоне окисления ореол мышьяка, являющийся минералого-геохимическим индикатором золоторудных месторождений региона (Iб); е) концентрации золота совместно с шеелитом и порознь нередко возникают независимо от наличия карбонатов и скарных зон и расстояний от интрузивных пород (мурунтауский и даугызский типы); ж) источником свободного кремнезема, носителя всей массы золота и шеелита в месторождениях этого типа, являются сами вмещающие метаморфические силикатные породы; з) стратифицированный характер (3–5) кварцево-шеелит-золоторудных концентраций; и) общее содержание рудных компонентов в скарных и гидротермально-метасоматических образованиях обычно не превышает 0,1% (от общей массы), тогда как более 99,9% вещества рудных зон представлены пороодообразующими компонен-

тами, заимствованными, как правило, почти целиком из вмещающих или подстилающих пород. В связи с этим утверждение о самостоятельном привносе извне столь малых количеств рудных компонентов (для золота в пределах 0,000X–0,0000X%) нельзя считать доказанным. Отмечена синхронность отложения золота и сульфидных минералов.

Таким образом, кварцево-сульфидные прожилки с золотом и шеелитом можно использовать в качестве индикаторов нахождение в благоприятных условиях (в зонах контактов интрузивных пород с карбонатами) собственно скарново-шеелитовых месторождений.

Кроме того, предполагается возможность образования кокпатасского типа оруденения (среднекарбонный возраст) за счет разрушения и переотложения докембрийских и нижнепалеозойских потенциально золотоносных пород и руд. Среднекарбонное время следует считать весьма благоприятным (региональные коры выветривания, перенос вещества и т.д.) для возможного нахождения в Западном Узбекистане и Казахстане оруденения кокпатас-бакырчикского типа.

Отдельные вопросы рассматриваемой проблемы обсуждаются с 1962 г.; за это время появилось много данных, свидетельствующих о возможностях ее более широкого использования при постановке съемочных, поисково-оценочных и разведочных работ в регионе, что, по нашему мнению, расширит общие возможности Западного Узбекистана на различные виды комплексного оруденения.

Л и т е р а т у р а

1. Абдуллаев Х.М. Генезис шеелитового оруденения в скарнах Лянгарского месторождения. "Изв.АН СССР", сер.геол., 1941, № 4–5.
2. Абдуллаев Х.М. Взаимоотношение шеелитового оруденения со скарнами и типы минеральных ассоциаций в Средней Азии. "Изв.АН СССР", сер.геол., 1945, № 5.

3. Б а д а л о в С.Т. О роли вмещающих пород в качестве возможного источника золота в эндогенных кварцево-золоторудных месторождениях. В сб. "Минералогия и геохимия сульфидных месторождений Узбекистана", Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1966.
4. Б а д а л о в С.Т., П о к р о в с к и й А.В. [и др.]. Метаморфизм докембрийских и ниже-среднепалеозойских толщ Южного и Западного Узбекистана и его возможная роль в рудообразовании. В сб. "Проблемы метаморфогенного рудообразования", Киев, Изд-во "Наукова Думка", 1969.
5. Б а д а л о в а Р.П., Б а д а л о в С.Т. О генетическом значении пробности золота в эндогенных месторождениях. "Узб. геол. журн.", 1964, № 5.
6. Б а р а б а н о в В.Ф. Геохимия вольфрама, Тезисы докл. "П Совец. по минерал., геохимии, генезису и возможн. комплекс. использования вольфрам. месторожд. СССР", Изд-во ЛГУ, 1968.
7. Б а й м у х а м е д о в Х.Н., З а к и р о в Т.З., Ю л д а ш е в А.З. Особенности скарноворудных формаций Южного Узбекистана. "Узб. геол. журн.", 1971, № 5.
8. Б а й м у х а м е д о в Х.Н. [и др.]. Золотошеелитоносные скарновоподобные образования в осадочно-метаморфических толщах докембрия в Центральных Кызылкумах. "Узб. геол. журн.", 1975, № 4.
9. Г у б а н о в а Н.К., Г о л о в а н о в И.М. Кварцшеелитовые жилы рудопроявления Янгоклы в Кураминском хребте. "Зап. Узб. отдел. ВМО", вып. 28, Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1975.
10. Д у н и н-Б а р к о в с к а я Э.А. Парагенезис шеелита и висмутитина в рудах мышьяково-висмутитового месторождения в Узбекистане. "Узб. геол. журн.", 1966, № 1.
11. Д э н а Д.Д. [и др.]. Система минералогии, т. П, полутом 2-ой, М., ИЛ, 1954.

12. И с м а и л о в М.И. Минералого-генетические и геохимические особенности скарново-редкометалльных месторождений Западного Узбекистана, Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1975.
13. К у ч у к о в а М.С., И с м а и л о в М.И., Д ж а м а л е т д и н о в Н.К. Скарново-редкометалльные и пегматитовые формации Западного Узбекистана, Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1971.
14. П е т р о в с к а я Н.В. Самородное золото. М., Изд-во "Наука", 1973.
15. П у р к и н А.В. Некоторые особенности среднеазиатских скарново-рудных месторождений. В со. "Материалы по геологии контактовых зон Средней Азии", Труды УзФАН СССР, серия Уш, геология, вып.6, Ташкент, Изд-во УзФАН, 1941.
16. Х а м р а б а е в И.Х. Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане, Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1958.
17. Х а м р а б а е в И.Х. [и др.]. К характеристике вольфрамовой минерализации на золоторудном месторождении Чармитан в Западном Узбекистане. "Узб.геол.журн.", 1973, № 1.
18. Ч е т ы р б о ц к а я И.И., С а х о н е н о к В.В., Ш м у р а е в а Л.Я. Золотоносность вольфрамовых месторождений, Тезисы докл. "III Совец. по минерал., геохимии, генезису и комплекс. исполъз. вольфрамовых месторожд. СССР", Изд. ЛГУ, 1971.
19. G u a l t i e r i J.Z. Arsenic. "Geol. Surv. Profess. Pap.", N 820, 1973.

В.А.Арапов, В.П.Коржаев, В.В.Михайлов, Ю.В.Неклюдов
 РОЛЬ ПОЗДНЕПАЛЕЗОЙСКИХ ВУЛКАНИТОВ В РАЗМЕЩЕНИИ
 СКАРНОВО-РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ЧАТКАЛО-КУРАМИНСКИХ
 ГОР

В рассматриваемой части Чаткало-Кураминские горы относятся к Бельтау-Кураминскому вулканоплутоническому поясу. В герцинской истории пояса различают два этапа - квазиplatformный и орогенный. Образования первого этапа - мощные толщи карбонатных пород среднего девона-нижнего карбона, второго - огромные массы позднепалеозойских интрузивных и вулканических пород, слагающих около 90% площади гор. Указанное сочетание карбонатных и силикатных пород обусловило широкое развитие в регионе скарново-рудных проявлений как в связи с интрузивными, так и вулканогенными образованиями.

Вулканиты, представленные лавовыми, пирокластическими, жерловыми, экструзивными и субвулканическими фациями, выполняют линейные и кольцевые компенсационные вулканотектонические депрессии. Во многих частях региона указанные фациальные группы вулканитов контактируют с карбонатными толщами. Однако при наличии таких благоприятных предпосылок скарнообразование происходило в определенных тектонических позициях. Основная масса скарновых проявлений располагается в пределах зон глубинных разломов, трассирующихся вулканотектоническими грабенами (Алмалыкский, Алтынтапканский, Курусай-Джангалыкский и Такелийский), фундамент которых сложен карбонатами. Скарны с оруденением размещаются и в окраинах кольцевых структур (Оясайская, Кызылнуринская, Камчикская), что связано с обнажающимися блоками известняков, пронизанных субвулканическими телами.

Скарновые образования в возрастном диапазоне известны в породах трахиандезитовой ($C_2^{B_2}$), дацит-трахиандезитовой (C_2), трахиандезит-трахибазальтовой (P_{I-2}) и липарит-трахилипаритовой (P_2) формаций. Связаны они с вулканитами

различного состава - от трахибазальтов (Янгикан) до трахилипаритов (Кумышкан). Преобладающее количество скарнопроявлений характерно для средне-карбонowych вулканогенных формаций, фундаментом которых чаще всего являются известняки.

По условиям залегания различаются пологие и крутопадающие тела скарнов. Пластообразные тела скарнов размещаются в межформационном контакте лавово-пирокластических толщ и известняков (Катранги, Учкотлы, некоторые тела Перевального), а также в пределах толщи вулканитов (внутриформационные залежи скарнов месторождения Янгикан). Преобладающее количество - крутопадающие скарново-рудные тела на контактах известняков и субвулканических образований (дайки, штоки и изометричные тела) различного состава (Мышиккол, Перевальное, Пайбулак, Кумышкан, Айгырбулак, Алтынтопкан, скарнопроявления хр.Каржантау). Отмечаются также крутопадающие скарновые тела внутри субвулканических интрузий (Чорухдайрон, скарновые проявления Чадака). Основная масса - скарны биметасоматического типа, наряду с которыми встречаются и инфильтрационные (Янгикан, Чорухдайрон). Рудная минерализация в скарнах представлена полиметаллами и вольфрамом.

Многие признают большую роль вулканизма в формировании различных типов эндогенных месторождений (кварц-золоторудных, серебро-полиметаллических, кварц-флюоритовых и др.) Чаткало-Кураминских гор. По-видимому, рассмотренные выше скарновые образования связаны с поствулканическими гидротермальными процессами.

В.Н. Долженко, Л.Н. Мозолев

ОСОБЕННОСТИ СВЯЗИ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ СО СКАРНАМИ
ГОРНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ДОЛИНЫ ТОГУЗ-ТОРО В ЦЕНТРАЛЬНОМ
ТЯНЬ-ШАНЕ И ИХ ПОИСКОВОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Рассматриваемый район расположен в Срединном Тянь-Шане, на сопряжении двух региональных структур - Ферганского разлома и "важнейшей линии Тянь-Шаня". Рудная минерализация здесь проявлена в основном в горном обрамлении долины Тогуз-Торо, ограниченной с севера хребтом Кокиримтау и на юге хребтом Акшийряк (западный), где преимущественно распространены карбонатные и терригенно-карбонатные формации и в меньшей степени терригенные и вулканогенные образования герцинского этапа развития данного региона.

Золотое и сопутствующее ему редкометальное и полиметаллическое оруденения тяготеют к позднегерцинским гранитоидным интрузиям. Однако в зависимости от состава, возраста интрузий и вмещающих их пород состав оруденения и контактово-метасоматических образований, как и характер взаимоотношения между ними, существенно меняется. Так, в контактовых ореолах интрузий, прорывающих нижнекарбоновые кремнисто-карбонатные отложения в доломитовых их разновидностях, формируются магнезиальные и апомagneзиальные скарны, а по известнякам - собственно известковые скарны и связанный с ними комплекс метасоматитов и руд. Например, в западной части хребта Акшийряк оба типа скарнов проявляются на контакте интрузий гранитов с абсолютным возрастом 280 млн. лет (C_3 -P ?), которые внедряются в кремнисто-карбонатные отложения визе, а также волизи мелких интрузий гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров, граносиенит-порфиров и плагиопорфиров, прорывающих известняки и доломиты намюра в центральной части хребта Акшийряк. Небольшие тела их отмечаются иногда в экзоконтактовой зоне названной гранитной интрузии. Скарны магнезиальной формации магматического этапа здесь почти не сохранились, так как полнос-

тью переработаны постмагматическими процессами и об их наличии можно судить по широкому развитию среди известковых скарнов флогопита, диопсида, серпентина и талька (5).

Как показывают определения абсолютного возраста калий-аргоновым методом флогопита из апомагнезиальных скарнов на контакте тел гранитов и порфировых пород различных участков района, формирование их происходило в интервале 274–276 млн. лет, т.е. в пермское время. В скарнах устанавливалась определенная рудная нагрузка. Так, для апомагнезиальных скарнов на контакте гранитной интрузии характерна олово-вольфрамовая минерализация в виде тонкой вкрапленности шеелита и касситерита (пироксен-везувиан гранатовые скарны), а в флогопит-гранатовых и гранатовых скарнах — гематит-магнетитовые руды. Полиметаллическое оруденение, как правило, тяготеет к измененным пироксеновым скаернам и флогопит-серпентиновым породам, тогда как вкрапленность молибдена обычно встречается в везувиановых скаернах.

В скаернах, на контакте порфировых пород в центральной части хребта Акшийряк, присутствует лишь гематит-магнетитовое оруденение, а в целом для данного района проявление золота в скаернах не характерно. В то же время богатое золотое оруденение нового типа (3) отмечено в западной части хребта Акшийряк, тяготеющее к экзоконтактной части гранитной интрузии, но за пределами основных скарновых зон в измененных кремнисто-карбонатных отложениях везе, превращенных в золотоносные малосульфидные кварцевые и кварц-воластонитовые метасоматиты, им сопутствуют диопсид-карбонат-калишпатовые, диопсид-полевошпат-кварцевые и существенно диопсидовые породы, развившиеся в основном по гранитам и порфирам, частично роговикам. Многие из этих пород также обогащены золотом (3). Данный комплекс метасоматитов отделен от зоны скарнов мраморами мощностью до 150 м и приурочен к глубокому изгибу контакта интрузии и наиболее слабо эродированной его части, где, кроме мелких тел порфировых пород, развивались апофизы главного интрузивного тела. В местах сочленения апофиз с интрузией иногда наблюдаются переходы скарнов пироксен-гранат-везувианового состава в золотоносные метасоматиты.

Последние обычно контролируются телами гранит-порфиров и плагиопорфиров, которые часто нацело преобразуются в существенно кварцевые метасоматиты, несущие в свою очередь камеру пироксен-гранатовых, пироксеновых (диопсидовые) и везувиановых скарнов, сменяемых к внешней зоне кварц-волластонитовыми породами, а затем мраморами.

Иногда тела кварцевого и диопсид-кварцевого состава при нахождении их в доломитовых известняках в зоне перехода обогащаются диопсидом с образованием мономинеральной породы. Характерно, что в различной степени золотосные метасоматиты кварцевого и кварц-волластонитового состава в контактовом ореоле гранитной интрузии более широко распространены, чем скарны, и поэтому проявляются даже там, где скарны и порфировые породы отсутствуют. Такие метасоматиты обычно содержат до 4 г/т золота или являются безрудными, но в них, как и в описанных промышленных рудных телах, присутствует вкрапленность пирита и пирротина, которые располагаются во внешней части контактового ореола, отделяясь от гранитов зоной мраморов.

В северной части горного обрамления Тогуз-Торо скарны и рудная минерализация имеют другие особенности проявления и взаимоотношения. В этой части района скарны развиваются в контактовых ореолах предположительно пермских (по Т.А. Додоновой) гранитоидных интрузий с кремнисто-карбонатными и карбонатными отложениями турне и визе. В интрузиях отмечен зональный характер строения, обусловленный наличием в центральной части гранитов, переходящих постепенно в гранодиориты и сиенито-диориты. Они несут гранатовые и пироксен-гранатовые скарны известковой формации (5), но учитывая распространение в отложениях визе доломитовых известняков, не исключено наличие среди них апомагнезиальных скарнов.

В отмеченных скарнах золото присутствует как в самородном состоянии, так и в дисперсном виде в сульфидах (халькопирите, реже пирротине). Иногда наблюдается прямая корреляционная связь золота с медью, однако в большинстве случаев золото и сульфиды имеют крайне неравномерный и не-

зависимый характер распространения, проявляясь в наибольшем количестве там, где вмещающие отложения содержат углисто-карбонатные и кремнисто-углисто-глинистые прослои с повышенными концентрациями золота (до 0,4 г/т) и пирита. Такие отложения широко распространены и в хребте Акшийряк (2). Кроме золота, в скарнах установлены повышенные содержания висмута (до 0,57%), трехоксида вольфрама (до 0,30), серебра (до 39,6 г/т). В скарнах отмечаются магнетитовые и магнетит-гематитовые руды. Как и в хр. Акшийряк, в данной части района распространены кварцевые и кварц-воластонитовые метасоматиты, локализующиеся на границе между измененными кремнями, карбонатными отложениями и мраморами, причем, как правило, за пределами скарнов. Установлено формирование их при контактовом метаморфизме и в постмагматическую стадию скарнообразования.

Как показали исследования, образование разнообразных форм проявления золотого и сопутствующего ему оруденения в горном обрамлении долины Тогуз-Торо обусловлено различной геохимической специализацией интрузивных и осадочных пород, преобразовавшихся в контактовом ореоле в магматическую и постмагматическую стадии. В частности, в магматический этап образовывались не только магнезиальные скарны, но и роговики и мощные зоны мраморов, сопровождаемых выносом из осадочных пород кремнезема в виде желваков, стяжений, линз и прослоев (2,3). Причем, мобилизация кремнезема, как и в постмагматическую стадию, сопровождалась воластонитизацией карбонатных пород с образованием иногда воластонитовой каемки на границе первичных и перетолженных кремнистых выделений. Однако этот процесс привел лишь к формированию бедного золотого оруденения даже в тех случаях, когда визейские отложения и особенно их углисто-глинистые и кремнисто-глинистые прослои с пиритом содержали повышенные концентрации хемогенного золота (2).

Образование же промышленного золотого оруденения и сопутствующей ему минерализации связано с интенсивным постмагматическим процессом, который привел к миграции петрогенных и рудных элементов вмещающих интрузивных и осадочных пород.

и привнесу их из магматического очага и других источников. В частности, образование проявлений вольфрама и особенно железа и олова (содержание последнего в гранитах в 2 раза выше кларка) обязано интрузии и ее гидротермам. Возможна связь с магматизмом висмута, молибдена, серебра и золота. Не исключена возможность концентрации в рудах части золота и за счет вмещающих кремнисто-карбонатных отложений виле. Об этом свидетельствуют повышенные (до 0,6 г/т) его содержания в кремнисто-углистых и углисто-глинисто-карбонатных с пиритом разновидностях пород (2,3), а также преимущественно кварцевый состав рудных тел и близость их минерального состава и вмещающих отложений.

Таким образом, в контактовых ореолах гранитоидных интрузий горного обрамления Тогуз-Торо существуют обычные скарновые типы золотого оруденения, сходные с известными месторождениями Куру-Тегерек, Бозымчак (I) и Кумбель, что позволяет более целенаправленно проводить поисковые работы по обнаружению промышленного оруденения. В то же время наличие богатых руд золота в хребте Акшийряк в виде кварцевых и кварц-воластонитовых и других метасоматитов позволяет искать аналогичные породы там, где близкие по составу и возрасту описанным интрузии и вмещающие кремнисто-карбонатные отложения содержат повышенные концентрации золота. Отмеченные особенности связи и состава скарнов и рудной минерализации помогут учесть их при поисковых работах не только в пределах данного района, но и в других районах Тянь-Шаня. Как установлено, например, в Казахстане (4), рудная специализация скарнов определяется также приуроченностью гранитоидных интрузий к определенным потенциально рудоносным осадочным формациям.

Л и т е р а т у р а

1. Д а в л е т о в И. К. [и др.]. Типы скарнов и их золотоносность в Чаткальском рудном районе. "Зап.Кирг. отд.ВМО", вып.8,1972.
2. Д о л ж е н к о В. Н. Распределение золота в кремнисто-карбонатных отложениях хр.Акшийряк (Центральный Тянь-Шань). "Изв.АН КиргССР", 1973, № 2.

3. Д о л ж е н к о В. Н. Новый тип золоторудного оруденения в Тянь-Шане. ДАН СССР, т.210, 1973, № 5.
4. М и р о ш н и ч е н к о Л. А. О скарново-рудной специализации структурно-формационных зон Казахстана. В сб. "Критерии рудоносности метасоматитов", Алма-Ата, 1969.
5. Ш а б ы н и н Л. И. Формация магнезиальных скарнов, М., Изд-во "Наука" СССР, 1973. .

А. Б. Павловский

О СООТНОШЕНИИ ОЛОВЯННОГО ОРУДЕНЕНИЯ СО СКАРНАМИ
И РАННЕГИДРОТЕРМАЛЬНЫМИ МЕТАСОМАТИТАМИ

В результате детальных исследований пространственных и возрастных взаимоотношений скарнов и оловянного оруденения в типичной скарново-рудной Среднеазиатской провинции и ряде других оловоносных регионов обнаружено, что на оловорудных месторождениях собственно скарны связаны либо с интрузивами значительно более древних неоловоносных гранитоидов, либо с проявлениями гранитоидов ранних интрузивных фаз оловоносных магматических комплексов.

Магнезиальные и известковые скарны, связанные с позднепротерозойскими неоловоносными гранитоидами, известны в Таласском районе Северной Киргизии. Они служили благоприятной вмещающей средой для более позднего верхнепалеозойского оловянного оруденения. Отчетливо наложенная рудная минерализация приурочена к зонам разломов или секущим трещинам в скарновых телах, но, как правило, не выходит за их пределы.

Если скарны и оловянное оруденение являются производными сложно дифференцированного оловоносного магматического комплекса периода позднеорогенного развития герцинид и тектоно-магматической активизации каледонид Тянь-Шаня, то они обычно разделены фазой внедрения интрузивных пород или проявлением дайковой серии. Так, скарны Сарыджазского, Чиссарского, Чаткальского и других районов Киргизии, Таджикистана и Узбекистана связаны с гранитами ранней интрузивной фазы верхнепалеозойского оловоносного магматического комплекса, а оловянное оруденение — с конечными его производными. Характерно, что ни вольфрам-оловянное оруденение, генетически непосредственно связанное с гранитами заклю-

тельной интрузивной фазы, ни собственно оловянное оруденение, связанное с ними лишь парагенетически, не обнаруживают отчетливой преимущественной приуроченности к скарновым залежам, размещаясь и в них самих, и за их пределами в иных вмещающих породах.

Магнезиальные скарны в основном представлены шпинель-форстеритовыми, шпинель-фассаитовыми и другими разновидностями; среди известковых преобладают гранат-пироксеновые, гранат-везувиановые и другие разновидности скарнов. В составе минералов скарнов, связанных с древними неоловоносными магматическими комплексами, не обнаружены заметные количества элементов-примесей, характерных для специализированных оловоносных интрузий и рудных образований.

В минералах скарнов, связанных с ранними интрузивными дифференциатами оловоносного магматического комплекса, постоянно фиксируются Sn, W, Be, Pb, Zn, Si, B, F и другие, однако сколько-нибудь повышенных концентраций они не образуют и находятся обычно на границе кларковых значений.

Характерно, что при пространственном совмещении скарнов и оловянного оруденения в одних случаях на различающиеся по характеру проявления, возрасту и составу (гранат-пироксеновые, гранатовые и др.) скарны накладывается однотипное оловянное оруденение, в других, наоборот, на сходные по составу и близкие по времени образования скарны накладывается оловянное оруденение различной формационной принадлежности (вольфрам-оловянное, оловянное и оловянно-полиметаллическое). При выходе из скарнов в другие породы оловянное оруденение сохраняет все основные особенности, присущие данной формации.

Приведенные данные о взаимоотношении скарнов и оловянного оруденения показывают, что оно не может рассматриваться как проявление генетически единой формации оловоносных скарнов, поскольку не находится в тесной временной и генетической связи со скарнообразованием и относится, по Х.М. Абдуллаеву (1), к "наложенному или последующему", а скарны для него служат, по-существу, лишь вмещающей породой (2).

В то же время своеобразные раннегидротермальные метасоматиты скарнового облика, нередко сопровождающие высоко-температурное грейзеновое редкометалльно-вольфрам-оловянное оруденение, непосредственно предшествуют ему и по времени проявления в послемагматическом процессе соответствуют автометасоматической калишпатизации и альбитизации рудосных гранитов.

Подобно рудным образованиям, раннегидротермальные метасоматиты в основном контролируются секущими крутопадающими нарушениями и накладываются на все вмещающие породы, в том числе и на скарны. В отличие от них раннегидротермальные метасоматиты характеризуются несколько необычным составом минеральных парагенезисов, представленных эпидот-ортоклазовой, гранат-гастингоит-плагноклазовой, скаполит-плагноклаз-диопсидовой ассоциациями в известняках и известковых скарнах, актинолит-тремолит-эпидотовой, флогопит-клиногумитовой в доломитах и магнезиальных скарнах и серпентин-геденбергит-магнетитовой в порфиритах; резко повышенным содержанием ряда элементов, присущих рудному процессу (главным образом олово от 0,1-0,3%, иногда и до 1%), в составе главных породообразующих минералов; аномальными по сравнению с породами магматического комплекса и типичными скарнами количествами таких акцессорных минералов, как сфен, циркон и ортит.

Предрудные раннегидротермальные метасоматиты, развитые среди пород преимущественно карбонатного состава в виде неправильных жил- и столбообразных тел на участках резких перегибов контактовых поверхностей гранатов и вдоль контактов гранитных апофиз, как правило, характеризуются четкими границами и нередко обнаруживают зональное строение (3).

Вблизи участков, где в гранитах наряду с альбитизацией интенсивно проявлены более поздние грейзенизация и окварцевание, во внутренних тыловых зонах метасоматитов довольно широко развит флюорит и другие минералы фтора. В передовых зонах, сложенных тонкозернистыми мраморизованными известняками с примесью доломитовой составляющей, присутствуют хондрит и клиногумит.

В районах развития гранитоидов недифференцированных оловоносных магматических комплексов позднемезозойско-кайнозойской активизации древних палеозойских структур (Северо-Восток СССР, Аляска, Афганистан и др.) с ними связаны предрудные раннегидротермальные метасоматиты скарнового облика, характеризующиеся широким распространением борных минералов (людвицит, аксинит и др.) с высоким содержанием олова.

Пространственно с раннегидротермальными метасоматитами, часто ассоциирует близкое к ним по времени образования редкометалльно-вольфрам-оловянное оруденение, однако нередки случаи образования оруденения и вне ореола распространения измененных пород. Еще более независимо поведение собственно оловянного оруденения, временной разрыв которого с раннегидротермальными метасоматитами достигает 15-17 млн. лет.

Таким образом, отсутствие прямой генетической связи и временная разобщенность оловянного оруденения и скарнов, с которыми оно тесно ассоциирует в районах развития карбонатных пород, дают основание считать выделение самостоятельной генетической формации оловоносных скарнов в существующих классификациях оловорудных месторождений недостаточно обоснованным.

Предрудные раннегидротермальные метасоматиты и оловянное оруденение, следующие друг за другом, представляют звенья единого сложного процесса послемагматического рудообразования.

Раннегидротермальные метасоматиты скарнового облика могут служить надежным поисковым признаком оловянного оруденения в карбонатных породах.

Л и т е р а т у р а

- Г. А. Б д у л л а е в Х.М. Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузиями, изд.2, доп.и переработ., М., Госгеолтехиздат, 1954.

2. Л е в и ц к и й О.Д. Генетическая классификация оловорудных месторождений. В кн. "Геология олова", Тр.ИГиН АН СССР, вып. 82, сер.рудн.-м-ний, 1947, № 8.
3. П а в л о в с к и й А.Б. Раннегидротермальные метасоматические изменения карбонатных пород в связи с оловянным оруденением. В кн. "Метасоматизм и рудообразование", Л., 1972.

И. М. Евфименко**ОБ ОЛОВОНОСНОСТИ СКАРНОВ УЗБЕКИСТАНА**

По особенностям оруденения ранее выделенная нами формация касситерит-шеелитоносных скарнов подразделяется на следующие субформации (или типы): скарново-касситерит-шеелитовую (Ингичке); скарново-касситерит-сульфидно-шеелитовую (Ташкерган, Майхура); скарново-магнетит-касситеритовую (Чуянкан, Мачайлы) и скарново - флюорит - топаз - касситеритовую (Каракыз, Миранкуль).

Главная отличительная черта оловянного оруденения формации касситерит-шеелитоносных скарнов - пространственная связь его с зонами контакта гранитоидов с карбонатными породами, преимущественно известняками. Генетически оно связано с умеренно-кислыми гранитоидами-гранодиоритами и обычными гранитами ($C_2 + C_3$), возникшими в батолитовый этап (средний этап развития подвижных зон) становления интрузии. За последнее время все чаще устанавливается генетическая связь касситеритоносных скарнов с более молодыми и кислыми гранитами пермско-триасового возраста (Чаткал, горы Кугинтау и др.).

Оруденение касситерит-шеелитоносных скарнов обычно многостадийно; отмечена тесная связь касситерита с сульфидами железа, мышьяка, меди, свинца, цинка, иногда висмута и др. При этом касситерит и шеелит обычно образовывались позднее минералов скарнов (гранат, пироксен, диопсид и др.) и магнетита, т.е. они - результат наложенного на скарны гидротермального процесса.

В отличие от оруденения скарново-касситерит-сульфидно-шеелитовой субформации с промышленными скоплениями касситерита (Майхура, возможно, Ташкерган) скарново-касситерит-шеелитовая малосульфидная субформация практически его не содер-

жит^х, но по вольфраму имеет основное промышленное значение. К этой субформации относятся месторождения Ингичке, Лянгар, Койташ, Чаштепе, Яхтон и др. Наоборот, молибденит в этих месторождениях (за исключением Ингичке) присутствует иногда в больших количествах как попутный шеелиту. Подобный антагонизм олова и молибдена характерен для всех субформаций касситерит-шеелитоносных скарнов, кроме рудопроявления Ташкерган, где молибденит присутствует в заметных количествах.

Следует отметить, что в свинцово-цинковых, скарново-рудных месторождениях Узбекистана (Кургашикан, Кумышкан, Мискан и др.) не установлено заметных содержаний олова, как и в Алтынтопканском месторождении Таджикистана.

Ниже мы приводим краткую характеристику основных выходов оловоносных скарнов.

Ташкерганское рудопроявление олова известно с 1957 г. (открыто Б.А.Кимом) и находится в Северо-Чаткальском рудном районе, в верховьях реки Пскем. По данным В.А.Маркевича, В.Б.Шувалова и др., преимущественно гранатовые скарны приурочены к контакту штокообразных интрузивов гранодиорит порфиров и порфиroidных гранитов, прорывающих карбонатные известняки в тектонически ослабленной зоне ядра антиклинали.

На поверхности установлено девять рудных тел протяженностью 35-260 м и мощностью 2,3-6,6 м (в одном случае - 10 м) со сложной формой контактовых залежей, линз, секущих рудных тел и др. Гипогенными рудными минералами, наложенными на скарны, являются пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, висмутин, сульфосоли висмута, касситерит, молибденит, пирротин, арсенопирит, халькозин, борнит и флюорит, образующие в рудных телах прожилки, гнезда и крапленность.

В отобранной на поверхности четырех участков рудопроявления усредненной технологической пробе установлены (%): висмут (0,28), молибден (0,52), медь (0,48), цинк (2,20),

^х Лишь на Ингичкинском месторождении отмечены небольшие количества касситерита в секущих скарновых телах, обогащенных сульфидами и кварцем.

свинец (0,49), олово (0,18), трехокись вольфрама (0,045), серебро (150 г/т), золото (0,7 г/т).

Перспективно, но еще мало изучено оловянное оруденение скарново-магнетит-касситеритовой и скарново-флюорит-топаз-касситеритовой субформаций.

Чуянканское и Мачайлинское рудопроявления олова в магнетитовых скарнах находятся в Южном Узбекистане, на восточном склоне гор Кугитангтау, и размещаются вдоль западного экзоконтакта Кугитангского гранитного интрузива пермско-триасового возраста. Все они сближены между собой (1-3 км) и, по сути, - участки одного месторождения.

По данным А.Е.Никитина, А.Н.Негматова и др., на Чуянкане межпластовая скарново-рудная магнетитовая залежь прослежена на 200-250 м по простиранию и 260 по падению, при средней мощности II м и среднем содержании олова 0,32%. Это рудное тело залегает в глинисто-карбонатных породах нижнего карбона, интенсивно скарнированных с образованием магнетитовых, гематитовых и пироксен-гранатовых скарнов.

Минералогический состав рудных тел (в порядке убывания) - магнетит (явно преобладает), гематит, флюорит, кварц, хлорит, пирит, касситерит, сфалерит, арсенопирит, галенит, шеелит. Количество сульфидов незначительно. Распределение оловянного оруденения в рудных телах более или менее равномерное. Касситерит обычно очень мелкий, образует призматические кристаллы размером до I мм, часто тесно связывается с магнетитовой, кварц-гематитовой и сульфидно-хлоритовой минерализациями.

На рудопроявлении Чуянкан отмечено несколько скарново-рудных залежей, но их оловоносность пока не изучена. Кроме того, по данным геофизических исследований, охарактеризованная скарново-рудная залежь прослеживается на 1,5 км к северу, до рудопроявления Заккан, и установлена в 3 км южнее, т.е. на рудопроявлении Мачайлы, где выделенное рудное тело внутри межпластовой залежи прослежено на 140 м по простиранию и 170 по падению и среднем содержании олова 0,3%. Большая часть скарновой залежи погребена под юрскими отложениями, о чем свидетельствуют данные магниторазведки, фиксирующие ее на протяжении 800 м.

Минералогический состав рудного тела Мачайлы во многом аналогичен Чуянканскому рудопроявлению, но в нем несколько больше проявлена сульфидная минерализация и более широко развиты хлоритизация, окварцевание и эпидотизация.

Кроме оловоносности магнетитовых скарнов, в Кугитангтау известны другие типы проявления олова (в зонах грейзенизации гранитов, Тамчалы) и заметные проявления олова кварц-хлорит-касситеритовой субформации (Янгикан) силикатно-касситеритовой формации.

Таким образом, горы Кугитангтау перспективны для установления здесь промышленных скоплений олова при дальнейших более детальных поисково-разведочных работах.

Каракызское рудопроявление олова скарново-флюорит-топаз — касситеритовой субформации находится в Северо-Чаткальском рудном районе (верховья реки Пскем), в западном контакте Майдантальского гранитного интрузива с известняками карбонового возраста.

На собственно Каракызском рудопроявлении касситерит обнаружен в небольшой линзе (2х0,3 м) интенсивно грейзенизированной породы, залегающей в небольшом выходе гранат-пироксеновых скарнов. Одна из взятых в этой линзе проб показала 3,85% олова, а в ороговикованных известняках зоны контакта олово содержится от следов до 0,61%. Кроме того, обнаружен большой обломок слюдисто-кварцево-топазового грейзена с содержанием олова 11% (В.В.Плема, В.А.Маркевич и др.). В эндоконтакте установлена довольно протяженная зона грейзенизированных гранитов, но с низким содержанием олова (сотые доли процента).

Помимо собственно Каракызского проявления олова, в контактовой зоне гранитного интрузива на протяжении около 8 км установлены другие скарновые выходы данной субформации — Березовый сай, Мачиташ и точка № 6. В этой же зоне экзо- и эндоконтакта аляскитоидных гранитов Майдантальского интрузива пермско-триасового возраста обнаружен ряд выходов магнетитовых скарнов: Карабау, Мраморный сай, точка № 22. Как и предыдущие выходы скарнов, они еще не ревизованы на олово, хотя здесь, по аналогии с Каракызом, оно может присутство-

вать. Отметим также, что и Ташкерганское комплексное рудопроявление сульфидных скарнов тоже находится в южном окончании этой же контактовой зоны Майдантальского интрузива.

Таким образом, эта зона экзо- и эндоконтакта перспективна по олову, поэтому необходимо провести детальные поисково-ревизионные работы.

Миранкульское рудопроявление олова скарново-флюорит-топаз - касситеритовой субформации находится в северных предгорьях Каратюбинских гор Западного Узбекистана. Небольшие скарновые выходы приурочены к контакту мраморизованных известняков с мусковитовыми и турмалиновыми аляскитовыми гранитами. Скарны представлены в основном гранатовыми и гранато-пироксеновыми разностями. Местами они сильно окварцованы или грейзенизированы и содержат значительное количество флюорита, в меньшей степени топаза, белого кальцита, мусковита. Присутствуют также шеелит, молибден, халькопирит, и магнетит. Макроскопически касситерит не обнаружен, но в окварцованных и флюоритизированных обособлениях среди скарнов олово присутствует в десятых долях процента (до 0,6%).

Известные выходы скарнов практического интереса не представляют, но в случае обнаружения скарнов под русловыми отложениями Миранкульская (на противоположном берегу сая скарны имеются) перспективы рудопроявления значительно возрастут.

Из всех перечисленных субформаций наиболее перспективно оловянное оруденение скарново-магнетит-касситеритовой субформации, особенно развитой в хребте Кугитангтау (Чуянкан, Мачайлы и др.). Перспективно и оловянное оруденение скарново-касситерит-сульфидно-шеелитовой субформации в Северо-Чаткальском рудном районе (Ташкерган и др.), где касситерит сопутствует основному минералу - висмутину. Не лишена перспектив оловянная минерализация и скарново-флюорит-топаз-касситеритовой субформации.

Основная задача дальнейшего изучения оловоносности магнетитовых и сульфидных скарнов - детальные поисково-ревизионные работы на всех известных площадях развития этих типов

скарнов, проведение поисково-разведочных работ на уже выявленных объектах (Чуянкан, Мачайлы, Ташкерган и др.) с применением подземных горных выработок и бурения колонковых скважин. При этом главное внимание необходимо направить на установление рудных тел с более высоким (0,6-0,8%) содержанием олова и выявление более значительных обоснованных прогнозных запасов его, чем известно к настоящему времени.

Есть все основания предполагать, что в ближайшие годы в скарнах указанных объектов и других районов республики будут обнаружены промышленные скопления олова.

А. Е. Бекмухаметов

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОЛОГИИ И ГЕНЕТИЧЕСКИМ ОСОБЕННОСТЯМ
СКАРНОВО-МАГНЕТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТУРГАЯ И МУГОДЖАР

В результате проведенных за последние годы исследований по магматизму, вещественному составу, метасоматитам и генезису получены новые данные о месторождениях Тургая и Мугоджар.

В Валерьяновской зоне наряду с многочисленными месторождениями, находящимися в непосредственном контакте с интрузивными массивами Сарбай-Соколовского комплекса, предполагали наличие удаленных от контакта (Алешинское, Соколовское, Сарбайское и др.) и безинтрузивных месторождений (Качарское, Куржункульское и др.), а внедрение некоторых интрузий рассматривали как дискордантные по отношению к вмещающим породам (8). Оказалось, что ранее принимаемые за кислые вулканыты "кварцевые порфиры", "кварцсодержащие порфиры", "дацитовые порфириты" и их туфы (7,9,15) являются интрузивными порфиритами краевых и апикальных фаций межпластовых массивов габброидного состава, подвергшиеся в результате кремниево-щелочного метасоматоза раскислению; за туфы же во многих случаях принимали интрузивные порфириты эндоконтактных зон плутонов, брекчиевая текстура в которых возникла в результате автоплутонического брекчирования в эндокинетическую фазу становления интрузии (по А. Е. Wright, D. P. Bowes, 1968) или вулканоплутонического происхождения, когда интродуцированные порфириты апикальной части массивов взламывали эффузивный покров и цементировали их обломки. Выяснилось, что основная масса руд Качарского и Куржункульского месторождений находится в эндоконтак-

те массивов, а поскольку интрузивные инъекции не нуждаются в стратификации, отпала необходимость в мозаично-блоковой отстройке геологического строения месторождений.

По данным рентгеноскопии, мессбауэрской спектроскопии и химических анализов, "крупночешуйчатый хлорит", широко развитый в рудах Куржункульского, Адаевского, Соколовского, Сарбайского и Качарского месторождений, по составу отвечает флогопиту, подвергнутому частичной хлоритизации. Следовательно, по сорудной минерализации эти месторождения относятся к известково-магнезиально-скарновому типу, а оруденению, помимо натриевого метасоматоза, предшествовал во многих случаях и калиевый метасоматоз. Широкое развитие флогопита в рудах практически всех месторождений Тургай, часто в ассоциации с диопсидом (Качарское, Соколовское), включения шпинели в жильных магнетитах штокверковых руд, одиночные находки серпентинизированного форстерита (Елтай I), принадлежность пироксена скарнов и руд к фассаиту в связи с высоким содержанием в нем Al_2O_3 (до 7,4%) и, наконец, широкое развитие доломитов в составе Валерьяновского синклинория, установленных в последнее время мощностью до 55 м в рудных полях, где они оказались незамещенными в результате слабого проявления скарнирования и оруденения (Елтай I, II, Сорское и др.), свидетельствуют о значительной распространенности в месторождениях Тургайского прогиба магнезиально-скарновой формации, обнаруженной Л.И. Шабыниным (1966). Железорудные же месторождения Иргизской зоны (Кияктинское, Иргизское, Ушкольское, Узынсорское) и Улытауской (Северный и Северо-западный участки Велиховского месторождения) по околорудной минерализации относятся к известково-скарновой формации. Для месторождений Тургай и Мугоджар предлагается следующая минералого-генетическая классификация:

<u>Промышленный тип</u>	<u>Месторождение</u>
Контактово-метасоматические	
Магнезиально-скарновый магнетитовый	Куржункульское

Скаполито-магнезиально-скарновый магнетитовый	Качарское, Соколовское
Скаполито-гидросиликатно-известково-магнезиально-скарновый магнетитовый	Сарбайское
Магнезиально-известково-скарновый магнетитовый	Адаевское, Бенкалинское, Елтай Ш, Ломоносовское
Известково-скарновый магнетитовый	Талкульское, Иргизское, Кияктинское, Ушкольское, Узынсорское
Гидросиликатно-известково-скарновый магнетитовый	Глубоченское, Сорское
Гидросиликатный магнетитовый	Шагыркульское
Известково-скарновый апатит-магнетитовые штокверки	Центрально- Ломоносовское, Талкульское, Южно-Сарбайское
Комбинированные	
Скаполитизированные титано-магнетитовые габброиды	Давыдовское
Известково-скарновый магнетитовый и титаномagnetитовые пироксениты	Велиховское
Магнезиально-известково-скарновый, магнетитовый и железистые туффиты	Елтай I, II, III

Как видно из данных, в рудах наиболее крупных месторождений (Качарское, Соколовское, Сарбайское) магнетит ассоциирует со скаполито-магнезиально-скарновой минерализацией.

Северная группа месторождений Тургая (Качарское, Соколовское, Сарбайское, Ломоносовское, Талкульское, Алешинское, Кужайское и др.) отличается многоярусностью магнетитовых руд (на трех уровнях - 0+100, 300-500, ниже отметки 800 м) и большим размахом оруденения по вертикали (более чем на 1300 м) против одноярусного оруденения (руды на уровне 0+100 м) с размахом оруденения на 400 м на юге (Бенкалинское, Сорское и др.), крайнем севере зоны (Глубоченское) и в Иргизской зоне (Кияктинское, Иргизское и др.); типоморфизмом скаполита и флогопита, количество которого убывает на юге и крайнем севере, а в Иргизской и Уралтауской зонах Мугоджар они отсутству-

ют, наличием метаморфизма в рудах, в результате которого в магнетитах здесь повсеместно исчезла внутренняя зональность роста кристаллических зерен и в надрудных толщах сформированы штокверковые тела крупнокристаллических прожилковых руд апатит-пироксен-магнетитового состава (Ломоносовское, Талкульское, Качарское, Соколовское, Сарбайское), на юге же и крайнем севере, как и в Иргизской и Уралтауской зонах, магнетит в рудах после травления обнаруживает внутреннюю зональность, а в пределах рудных полей регенерированные штокверковые руды отсутствуют; приуроченностью месторождений к артеритовой и артерито-такетитовой зонам (по терминологии А.М. Дымкина (6), слабо дифференцированных межпластовых интрузий Сарбай-Соколовского комплекса, сложенных в основном межпластовыми выходами апикальной части плутонов (субвулканические тела с глубиной среза 0,5-1,5 км) диабазовых и диоритовых порфиритов, с глубиной сменяющихся интрузиями габбро-диоритов, на юге же и в Иргизской зоне массивы крупнее по размерам и представлены такситовой и таксито-ядерной зонами интрузивной колонны (гипабиссальные штокверковые тела с глубиной становления 1,5-3 км и мезоабиссальные > 3 км), состоящие из габбро и диоритов. Оптимальные условия для железоруднения в пределах северной части Валериановской зоны связаны с особенностями геотектонического развития зоны магматизма (3,4) и литологическим составом терригенно-осадочных пород.

Ранее предполагалось, что Велиховское полигенное месторождение в Уралтауской зоне связано с многофазным интрузивом, в котором титано-магнетитовые пироксениты генерированы каледонской ультраосновной интрузией, а скарново-магнетитовое руденение - герцинскими гранитоидами. Сейчас установлено, что это - однофазный габбро-пироксенитовый расслоенный массив девонского возраста (абсолютный возраст 402 млн. лет). В стержневой части его с магматическими косъевитами и в краевой фации массива в связи с постмагматической деятельностью растворов возникли деметаллизированные апогаббровые метагранитоиды, а в экзоконтакте среди известняков - скарново-магнетитовые руды.

Л и т е р а т у р а

1. Б е к м у х а м е т о в А.Е. Осветленные породы на Бенкалинском и Шагыркульском контактово-метасоматических месторождениях железа в Тургае. В' сб. "Новые данные в магматизме и метасоматизме Казахстана", т.12, Алма-Ата, 1965.
2. Б е к м у х а м е т о в А.Е. Формирование скарново-рудных зон магнетитовых месторождений Южного Тургайя. Алма-Ата, Изд-во "Наука" КазССР, 1970.
3. Б е к м у х а м е т о в А.Е., Ч у г у е в с к а я О.М. Железорудные формации Казахской части Урала. В сб. "Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала", т.1, Свердловск, 1974.
4. Б е к м у х а м е т о в А.Е., М а р ч е н к о Л.Г., П а н к р а т о в а Н.А., Ж у н у с о в А.А. Магматические формации Валерьяновского и Иргизского железорудных поясов. В сб. "Магматические и метаморфические комплексы Казахстана", Алма-Ата, Изд-во "Наука" КазССР, 1974.
5. Д ы м к и н А.М. Контактново-метасоматические месторождения железа южной части Главной рудной полосы Тургайя. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1962.
6. Д ы м к и н А.М. Петрология и генезис магнетитовых месторождений Тургайя. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1966.
7. З а в а р и ц к и й В.А. Вулканические породы кислого состава Качарского железорудного месторождения. "Зап. Всес.мин.об-ва", ч. XXXIX, вып.5, 1960.
8. И в л е в А.И., К с е н о ф о н т о в О.К., Ф а л ь к о в Ю.Г., Ф и л а т о в А.В. Валерьяновская андезит-диоритовая визе-нампурская вулканоплутоническая формация Тургайского прогиба и ее рудоносность. В сб. "Вулкано-плутонические формации и их рудоносность", Алма-Ата, Изд-во "Наука" КазССР, 1969.

9. И з в и т к о В.М., П о р о т о в Г.Е. Об интрузивных горных породах Сарбайского месторождения. "Зап. ЛГИ им.Г.В.Плеханова", вып.2, 1964.
10. К у з н е ц о в И.И. Особенности формирования и закономерности размещения магнетитовых месторождений в Иргизском синклинии Мугоджар. Автореф. канд. дисс., Алма-Ата, 1969.
11. О н т о е в Д.О. Описание руд магнетитовых месторождений. В сб. "Магнетитовые руды Кустанайской области", М., Изд-во АН СССР, 1958.
12. О н т о е в Д.О. Особенности генезиса магнетитовых месторождений Кустанайской области. В сб. "Магнетитовые руды Кустанайской области", М., Изд-во АН СССР, 1958.
13. С о к о л о в Г.А. Геология, закономерности и вопросы генезиса магнетитовых месторождений Тургайского прогиба. Тр.Объединенной Кустанайск. научн. сессии, т. II, Алма-Ата, 1958.
14. Ш а б н и н Л.И. О магнезиально-скарновой рудной формации. В сб. "Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений", М., Изд-во "Наука", 1966.
15. Я к о в л е в Ю.Н. Геологическое строение, минеральный состав и генезис Куржункульского железорудного месторождения. "Зап. ЛГИ им. Г.В.Плеханова", 1962.

А. А. Абдукаимов

О ЗОЛОТОНОСНОСТИ СКАРНОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ АКТАШ
(КИРГИЗСКИЙ ХРЕБЕТ)

Впервые сведения о геологии и оруденении месторождений опубликовал Я.С.Висъневский (1937), позже их дополнили В.Ф. Ялов, И.Х.Когай (1963), В.П.Колосков и В.Э.Добрый (1965). Скарновая зона размещается в контакте эффузивно-карбонатной толщи ϵ_I с интрузией гранитоидов позднего ордовика. В контактовой зоне широко развиты дайки гранит-порфиров, диабазовых, диоритовых порфиритов и лампрофиров. Золотое и медное оруденения приурочены к гранат-пироксеновым скарнам и магнетитовым телам. В предыдущие годы основное внимание исследователи сосредоточивали на оценке масштабов рудоносности указанных образований. П.Г.Ланкович (1947) отмечал наличие золотого оруденения в теле светлодымчатого кварца. Не выясненными остались место золотого оруденения в схеме постмагматического процесса и критерии золотоносности скарнов. Мы получили дополнительные данные о взаимоотношении скарнов и руд, стадийности процесса, установили отложение золота в два этапа.

Схема формирования минеральных комплексов первого этапа следующая. В магматическую стадию образовались биотит-плагиоклазовые роговики и мраморы. Ранняя щелочная стадия (по Д.С.Коржинскому) в соответствии с замещениями минералов подразделяется на образование пироксен-плагиоклазовой породы, гроссуляр-андрадитовых и пироксенсодержащих скарнов в алюмосиликатной среде, андрадитовых и гессонитовых скарнов по мраморам; замещение гессонитового скарна мангангеденбергитом и развитие по скарнам кристаллического граната; амфиболитизацию (роговая обманка) пироксенсодержащих скарнов, андрадитизацию граната и отложение магнетита. Пос-

лескарновыми являются амфибол-полевошпатовые и эпидотовые (пропилитовые) метасоматиты. Сопряженно с пропилитизацией образовались борнит-халькопиритовые руды, содержание свинец, серебро (до 0,01-0,03%) и висмут (до 0,06-0,1%). Распределение содержаний показывает, что повышенные концентрации золота приурочены к неизменным пироксеновым скарнам без медной минерализации, гранатовым скарнам в местах перекристаллизации с образованием анизотропных разностей и замещения пироксеном, магнетитовым телам (сопровождаются перекристаллизацией граната). Характерно повышение средних содержаний золота от гранатовых скарнов (0,17 г/т) к пироксеновым (0,36) и магнетитовым телам (0,26 г/т). Отсутствие здесь признаков изменения кислотной стадии позволяет сделать вывод об отложении золота раньше сульфидов в связи с минералами щелочной стадии. В процессе перекристаллизации, замещения минералов скарнов и формирования медных руд, золото перераспределялось и частично его концентрации совмещаются в пространстве с медной минерализацией. Досульфидное отложение золота в скарнах установили Х.Н.Баймухамедов, Т.З. Закиров и др. (1) на Яхтоне и В.Н.Зимоглядов (3) на Лебедском месторождении.

Ко второму продуктивному этапу мы отнесли апоскарновый березитовый комплекс изменений и золотоносные кварцевые жилы. Изменения кислотной стадии в скарнах представлены гнездами, просечками кварц-серицитового, карбонат-серицитового, хлорит-карбонатного составов. Здесь развиты линзы, кварцевые прожилки стадии осаждения с включениями рудных минералов. Указанные образования содержат золото, повышенные (0,03-0,1%) концентрации мышьяка и пересекаются карбонатными прожилками поздней щелочной стадии. Золоторудные кварцевые жилы мы установили на нескольких участках. В тектоническом контакте мраморов с ороговикоманными эффузивами залегает кварцевая жила мощностью 0,6 м с содержанием золота 7,0 г/т. Под микроскопом в равномерно-зернистом (0,5-1,5 мм) кварце наблюдаются зерна кальцита и буроватого карбоната. В кварце, чаще в карбонате, или вокруг его зерен встречаются халь-

копирит и пирит. Включения анизотропного граната замещаются тонкозернистым (0,1 мм) кварц-карбонатным агрегатом. В лежачем боку жилы при замещении мраморов образовалась кварц-карбонатная оторочка мощностью 6-10 см. Кварцевая жила содержит около 1% меди, 0,003 свинца, 0,001 серебра, висмута и 0,01% цинка. В стенках карьера Северного участка месторождения кварцевые жилы мощностью до 5-10 см залегают в висячем боку дайки лампрофира среди эффузивов, в непосредственном контакте с мраморами. Кварц-золоторудные жилы с неравномерной вкрапленностью пирита и гнездами граната содержат 1,2 г/т золота. Коричневато-зеленый изотропный гранат содержит 0,006% меди, в коричневом анизотропном гранате состав элементов-примесей следующий (%): 0,6 меди, 0,003 свинца, 0,1 цинка, 0,03 мышьяка, 0,001 серебра, германия и галлия. В пирите установлено > 1% меди и цинка, 0,01 кадмия, 0,003% серебра и висмута. Оруденение второго этапа, сопряженное с березитизацией, вероятно, парагенетически связано с малыми интрузиями сиенито-диоритов позднего девона и в отличие от медного оруденения в скарнах содержит высокие концентрации мышьяка и цинка. Присутствие граната в кварцевых жилах среди эффузивов и мраморов служит индикатором слепых скарново-рудных залежей.

При поисково-оценочных работах в Акташском рудном поле следует учитывать указанные признаки повышенной золотоносности скарновых руд и двухэтапное отложение золота.

Л и т е р а т у р а

1. Б а й м у х а м е д о в Х.Н., З а к и р о в Т.З. [и др.]. Особенности геологии и условия размещения оруденения в некоторых золоторудных месторождениях Узбекистана. "Узб.геол.журн.", 1963, № 3.
2. В и с ь н е в с к и й Я.С. Полезные ископаемые Таласского района. В кн. "Материалы по геологии Средней Азии", вып.7, 1937.
3. З и м о г л я д о в Б.Н. О времени выделения золота в золоторудных контактово-метасоматических месторождениях Кузнецкого Алатау. В сб. "Вопросы геологии и генезиса месторождений Западной Сибири". Тр.СНИИГИМС, вып.39, Новосибирск, 1966.

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

СООТНОШЕНИЕ СКАРНОВО-РУДНЫХ И ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ЮГО-ЗАПАДНОГО УЗБЕКИСТАНА

В Юго-Западном Узбекистане, включающем западную часть Зарафшанского хребта и Юго-Западный Гиссар, широко развиты скарновые и гидротермальные процессы, контролирующие распределение полезных ископаемых.

Количественные и временные взаимоотношения скарнов и пространственно связанного с ними оруденения очень сложны и рассмотрены многими исследователями (1,4-8). Среди скарново-рудных проявлений региона известны месторождения с сопутствующим, отстающим и наложенным оруденениями (4).

Отличительная особенность первого - близость и сходство физико-химических условий скарно- и рудообразующих процессов, следствием чего явилось пространственное совмещение скарнов и оруденения. При этом оруденение образовалось в последнюю стадию скарнового процесса путем замещения предшествующих скарновых минералов - пироксена, эпидота, волластонита и др. Месторождения этого семейства расположены в зоне контакта материнского интрузива; им характерны контактовые, пласто- и линзовидные тела с сопутствующим шеелитом, реже молибденитом, халькопиритом и магнетитом. Таковы многие скарновые месторождения и рудопроявления западной части Зарафшанского хребта и некоторые рудопроявления Юго-Западного Гиссара (Ханака, Кундаджуваз, Обизаранг и др.). Главные рудные минералы этих месторождений образуются в конечные стадии скарнового этапа. Поэтому мы предлагаем называть месторождения подобного типа соскарновыми.

Очень часто основной рудный процесс идет со значительным запаздыванием относительно скарнообразования и нередко

выходит за пределы зон скарнирования. В основном это кварцево- или кварц-карбонатно-полиметаллические жилы, пересекающие скарны с сопутствующим магнетит-гематитовым оруденением или же локализующиеся недалеко от зон скарнирования (Тутаката, Макъянсай, Чош, Чормагол и др.). Основная особенность этого типа оруденения — их формирование в результате закономерной смены скарно- и рудообразующих процессов. Оруденение здесь контролируется главным образом благоприятными структурными условиями, определяющимися внутриминерализованной и послескарновой тектоникой. Главная масса оруденения локализуется недалеко от активного интрузивного контакта, используя контакты даек, трещины, меж- и внутриформационные нарушения. Месторождения подобного типа образуются в стадию кислотного выщелачивания и относятся к семейству отстающего оруденения.

На юге исследуемого региона отмечена группа скарново-гидротермальных месторождений с многоэтапным оруденением. Процессы рудообразования здесь еще более сложны и являются результатом различных этапов и стадий эндогенного процесса. На Чуйканском месторождении основная масса гранат-пироксеновых скарнов с магнетит-гематитовым оруденением образовалась в фазу среднегерцинского этапа. В позднегерцинский на них накладываются более поздние пироксен-амфибол-эпидотовые скарны с кварц-пирротин-касситеритовой отстающей минерализацией. Наиболее поздняя гидротермальная минерализация накладывается в виде кварц-флюорит-галенитовых жил на все генерации скарнов и руд, пересекая и значительно выходя за границы скарновых зон. Им характерны сложные жильные, линзообразные и штокообразные тела.

Скарновые месторождения с преобладанием отстающего (рудопроявления типа Тутаката, Чормагол и др.) и наложенного оруденения (рудопроявления типа Заккан, Чуйкан) мы назвали скарново-гидротермальными. В данном случае к ним отнесли все послемагматические эндогенные месторождения без признаков скарнообразования.

Поскольку речь идет о соотношении скарнового и гидротермального рудообразования, то в соответствии со сказан-

ным по преобладанию ведущего рудообразующего процесса их можно разделить на соскарновые, скарново-гидротермальные и гидротермальные.

Генетические формации месторождений Юго-Западного Узбекистана, выделенные нами ранее (2,3), распределяются по этим группам следующим образом. Соскарновые - пироксен-шеелитовая, пироксен-гранат-шеелитовая, скарново-шеелито-пирротиновая, скарново-медно-шеелитовая, скарново-молибденит-шеелитовая, скарново-магнетит-людвигитовая, везувиан-шеелитовая; скарново-гидротермальные - скарново-медно-золоторудная, скарново-оловянно-полиметаллическая, скарново-магнетит-гематит-полиметаллическая, скарново-пирротин-полиметаллическая; гидротермальные-грейзен-кварцево-вольфрамитовая, грейзен-кварцево-касситеритовая, грейзен-кварцево-молибденитовая, грейзен-кварцево-халькопиритовая, кварцево-молибденитовая, кварцево-вольфрамитовая, кварцево-касситеритовая, карбонатно-касситеритовая, кварцево-халькопиритовая, медно-колчеданная, кварц-золоторудно-полиметаллическая, кварцево-золоторудная, кварц-карбонатно-золоторудная, карбонатно-золоторудная, кварц-магнетит-гематитовая, колчеданно-полиметаллическая, кварцево-полиметаллическая, кварц-карбонатно-полиметаллическая, карбонатно-полиметаллическая, карбонатно-барито-полиметаллическая, барито-полиметаллическая, флюорито-полиметаллическая, карбонатно-киноварная, карбонатно-барито-киноварная.

Количественные соотношения соскарновых, скарново-гидротермальных и гидротермальных рудных образований Юго-Западного Узбекистана и большое разнообразие гидротермальных рудных формаций еще раз подтверждают, что скарново-рудный процесс - одна из крайних высокотемпературных форм гидротермального рудообразования, обособленного не только физико-химическими условиями минералоотложения, но и проявлением в пространстве и во времени, хотя нередко мы наблюдаем сонахождение и взаимные переходы продуктов скарнового и гидротермального процесса.

Количественные соотношения скарновых и гидротермальных рудных образований Юго-Западного Узбекистана по рудообразующим процессам приводим ниже:

Рудообразующий процесс	Кол-во рудных формаций	Процентные соотношения м-ний и рудопроявлений
Скарновый	7	26
Скарново-гидротермальный	4	9
Гидротермальный	29	65

По распределению продуктов этих процессов на изученной площади выявлена отчетливая специализированность отдельных частей региона на те или иные процессы, что можно использовать как ведущий фактор при прогнозировании. Так, на юге региона резко преобладают гидротермальные и скарново-гидротермальные образования, а на севере — соскарновые (табл. I).

Т а б л и ц а I
Количественные соотношения скарновых и гидротермальных рудных образований Юго-Западного Узбекистана в рудных районах

Район развития	Распространенность м-ний, %		
	скарновое	скарново-гидротермальное	гидротермальное
Каратюбинские и Чакалкалянские горы	13	0	2
Зирабулак-Зиаетдинские горы	10	1	13
Юго-Западный Гиссар	5	6	50

Столь резкое пространственное разобщение соскарново-го и гидротермального оруденения можно объяснить, во-первых, различной эродированностью рудоконтролирующих горных массивов, так как чем глубже эрозия, тем меньше мы встречаем здесь гидротермальные месторождения, и наоборот; во-вторых, в южной части площади поздне- и послегерцинская активизация проявилась наиболее интенсивно и сильно повлияла на металлогенический облик региона, образовав здесь основную массу скарново-гидротермальных рудопроявлений и большое количество месторождений и рудопроявлений гидротермального происхождения.

Преобладание тех или иных процессов и явилось причиной металлогенической специализации отдельных частей региона. Самый распространенный рудный минерал скарновых месторождений в Каратюбинских и Чапылкалянских горах — шеелит; для гидротермальных месторождений характерны вольфрамит, касситерит, молибденит, халькопирит, золото, полиметаллы, ртуть и другие полезные ископаемые; для скарново-гидротермальных месторождений — пространственная ассоциация наложенных руд полиметаллов с сопутствующим оловом.

Характер гидротермального и скарнового металлогенеза Юго-Западного Узбекистана очень сложный и зависит не только от состава и фациальности материнских интрузий, но и возраста их (табл.2). В батолитовый этап с гранодиоритами и другими образованиями более основного состава связано образование главным образом скарново-рудных с шеелитом формаций, а более кислые породы контролируют грейзеново-рудные; в позднегерцинский этап образуются в основном гидротермальные формации и частично скарново-гидротермальные. Оруденение позднегерцинского этапа связано с субвулканическими и малыми интрузиями и дайками разнообразного состава.

Скарново-гидротермальные и гидротермальные образования подчиняются определенным схемам зональности относительно интрузивных тел. Так, в интрузивной зоне лейкократовых гранитов образуется грейзеново-касситеритовая, в надинтрузивной зоне в сланцах — кварцево-касситеритовая, на удалении среди известняков — карбонатно-касситеритовая

минерализации; в интрузивной зоне кварцевых диоритов локализуется скарново-медно-золоторудная, в надинтрузивной зоне - кварцево-золоторудная, а на удалении среди сланцево-карбонатных толщ - кварц-карбонатно-золоторудная формации. Зональное распределение оруденения отмечается и для других интрузивных образований.

Таким образом, в Юго-Западном Узбекистане отмечено более 40 гидротермальных и скарново-рудных формаций, которые по преобладанию ведущего рудообразующего процесса можно разделить на соскарновы, скарново-гидротермальные и гидротермальные.

Наиболее распространены гидротермальные, потом соскарновы и скарново-гидротермальные.

Различные части региона специализируются на разные процессы: в Каратюбинских и Чаकылкалянских горах развиты соскарновы, в Юго-Западном Гиссаре - гидротермальные и скарново-гидротермальные, а в Зирабулак-Зиаэтдинских горах - соскарновы и гидротермальные.

Ведущий рудообразующий минерал соскарновых месторождений - шеелит, а для гидротермальных характерно разнообразие рудных минералов.

В батолитовый этап с гранодиоритами и другими образованиями более основного состава связаны скарново-рудные с шеелитом формации, а более кислые породы контролирует грейзенорудные образования; в позднегерцинский этап образовались гидротермальные и скарново-гидротермальные месторождения разнообразного состава в связи с субвулканическими и малыми интрузиями и дайками различного состава.

В распределении рудных формаций относительно материнских интрузий отмечается зональность: более высокотемпературные соскарновы и грейзеновые формации развиты в интрузивной зоне, скарново-гидротермальные - в надинтрузивной зоне, а гидротермальные всюду, но чаще в надинтрузивной и удаленной зонах.

Изложенные данные позволяют яснее представить взаимоотношение скарнового и гидротермального процесса; их можно использовать в качестве критериев при прогнозировании.

Л и т е р а т у р а

1. А б д у л л а е в Х.М. Геология шеелитоносных скарнов Средней Азии, Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1947.
2. Б а й м у х а м е д о в Х.Н. Особенности металлогении олова Зирабулак-Зиаэтдинских гор Западного Узбекистана. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1959.
3. Б а й м у х а м е д о в Х.Н., А р и ф д ж а н о в Т.Х. О роли вмещающих пород в образовании некоторых скарноворудных месторождений западной части Зарафшанского хребта. Материалы IУ конференции по околорудному метасоматозу, Л., 1966.
4. Б а й м у х а м е д о в Х.Н., З а к и р о в Т.З., Ю л д а ш е в А.З. Формации и некоторые закономерности размещения скарново-рудных образований Западного Гиссара, Сб. матер. по итогам НИР ГРФ и ГМФ ТашПИ за 1970 г., вып. 81, сер. геол. и горное дело, Ташкент, 1972.
5. К о р о л е в А.В. Классификация морфогенетических типов постмагматических рудных тел. "Зап. Узб. отд. ВМО", вып. 6, Ташкент, 1954.
6. К у ч у к о в а М.С., И с м а и л о в М.И., Д ж а м а л е т д и н о в Н.К. Скарново-редкометалльные и пегматитовые формации Западного Узбекистана. Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1971.
7. М а ц о к и н а - В о р о н и ч Т.М. О некоторых закономерностях строения скарновых зон Средней Азии. ДАН УзССР, 1953, № 2.
8. О г н е в В.Н. Основные фациально-структурные зоны Средней Азии. Решение Совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Средней Азии. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1958.
9. Х а л и к о в С.М. Геолого-структурные типы и закономерности размещения скарново-рудных образований в западной части Зарафшанского хребта. "Вопросы металлогении Узбекистана", тр. ТашПИ, вып. 52, Ташкент, 1968.

М.И.Исмаилов, М.С.Кучукова,
А.Б.Плаксина, А.А.Бабаджанов

МЕСТО ВОЛЬФРАМОВОГО И МОЛИБДЕНОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ
В СКАРНОВО-РУДНОМ ПРОЦЕССЕ (НА ПРИМЕРЕ СКАРНОВО-
РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗАП.УЗБЕКИСТАНА)

Цель нашей работы - выяснить место отложения шеелита и молибденита в продуктах постмагматической деятельности. Мы попытались обосновать многостадийность вольфрамового оруденения и длительность по времени скарново-рудных процессов, генетически связанных с гранитоидным комплексом S_3-P_I (I,18).

При изложении результатов наших исследований мы приняли классификацию скарново-рудных месторождений, построенную на особенностях взаимоотношений между скарнами и оруденением. Такая классификация, предложенная Х.М.Абдуллаевым (I), дополненная В.А.Жариковым (6), охватывает одновременное, сопряженное со скарнообразованием и наложенное на него оруденения (вольфрама, железа, меди и др.). Приняв за основу такую систематику, существующие точки зрения на генезис шеелитового и молибденитового оруденения в скарнах можно подразделить на три группы.

Первая основывается на многостадийности отложения шеелита, допускает возможность образования одновременно, сопряженного и наложенного типов вольфрамового оруденения (I,2,10,11,18-20). Вторая группа исследователей считает, что вольфрамовое оруденение отмечается в конце скарнового процесса и носит сопряженный характер (3,5 и др.). Третья группа авторов считает оруденение наложенным (7-9, 13-15, 17 и др.).

На основании детального минералого-геохимического изучения мы различаем раннескарновый шеелит-I (генерации), соответствующий одномоментному типу оруденения; позднескарновый шеелит-II, соответствующий сопряженному типу оруденения, и раннегидротермальный шеелит-III, эквивалентный наложенному типу оруденения.

Одновременный тип вольфрамового оруденения характеризуется синхронностью шеелита-I с одним из основных минералов скарнового процесса пироксеном-II (генерации) и гранатом-I, везувианом (Каратюбе и др.). Их синхронность доказывают следующие факты: 1) тончайшие зерна шеелита тесно сростаются с пироксеном-II без следов новообразований и перекристаллизации последнего; 2) распределение шеелита-I в пироксеновой, пироксен-плаггиоклазовой, пироксен-гранатовой, гранат-везувиановой массе относительно равномерное; 3) образуются каемки и разъедания мелких зерен шеелита-I гранатом-II, альбитом и кварцем; 4) зерна шеелита-I пересекаются кальцит-цоизитовыми, кварц-альбитовыми, кварц-сульфидными и другими микропрожилками; 5) контуры этого типа оруденения совпадают с границами пироксеновых, гранатовых, гранат-везувиановых скарнов и пироксен-плаггиоклазовых околоскарновых пород.

Оруденение этого типа сохранилось в межпластовых рудных телах полосы Койташ-Угат, Западного и других участков месторождения Лянгар, Каратюбе, не затронутых внутрирудными дизъюнктивными нарушениями и последующими стадиями минерализации. Реле оно встречается в тыловых частях приконтактовых и секущих рудных тел месторождений Койташ, Лянгар (Главное рудное поле) и Ингичка. Крупные массы так называемых "пустых" скарнов или забалансовых руд месторождений Лянгар и Койташ относятся именно к этому типу оруденения. Таким образом, в ранней стадии скарнового процесса происходил привнос вольфрама, отлагавшегося в виде шеелита-I одновременно с пироксеном-II, гранатом-I, везувианом-I и плаггиоклазом.

Сопряженному типу вольфрамового оруденения характерно то, что по времени оно близко к скарновому процессу, хотя в пространстве руды этого типа и скарновые тела не всегда совпадают. Близость отложения шеелита и скарновых минералов во времени доказывают следующие факты: 1) альбитово-кварцево-роговообманковые, кварц-кальцит-альбит-цоизитовые прожилки с шеелитом-П секут тела пироксеновых и других скарнов с одновременным вольфрамовым оруденением. В месторождении Койташ альбитово-рогово-обманковые прожилки с шеелитом-П, пересекая тела одновременного оруденения, удаляются во вмещающие роговики от 2-5 до 125-150 м, а в Каратюбе кварц-кальцит-цоизитовые прожилки - до 30-50 м и более. В экзоконтакте шеелит данного типа отлагался на стыке пироксеновых, пироксеново-гранатовых и других скарнов с мраморами в виде оторочки мощностью от долей миллиметра до 0,3-5 см; 2) прожилки альбит-кварц-амфиболового и другого состава с шеелитом-П в свою очередь пересекаются прожилками более поздней кварц-уралит-шеелитовой-III и кварц-мусковитовой, кварц-кальцит-сульфидной минерализации, уже явно наложенной на скарны. Сопряженный тип оруденения проявляется в виде отдельных альбитизированных и эпидотизированных зон и прожилков.

Следовательно, на основании фактических и литературных данных можно сделать вывод, что в конце ранней щелочной стадии постмагматического процесса вольфрамсодержащие щелочные растворы, поднимаясь по трещинам, взаимодействуют с кальцитсодержащими скарновыми породами. При этом щелочи расходуются на образование альбита, цоизита, серицита (в эндоконтактной части скарново-рудных тел) и роговой обманки. Небольшой привнос кремнезема влияет на отложение кварца, а привнос вольфрама - отложение шеелита-П. Сопряженный тип оруденения характерен и для приконтактных, для межпластовых рудных тел. Он совместно с первым типом оруденения часто создает промышленные концентрации.

Главные особенности наложенного типа оруденения следующие: 1) размещение рудных тел и распределение шеелита-III

в них контролируют внутрирудные дизъюнктивные нарушения, при этом контуры рудных тел не совпадают с контурами скарнов (12); 2) крайне неравномерное распределение в рудах шеелита-III, обусловленное приуроченностью главной массы шеелита-III к пироксеновым, пироксено-гранатовым разностям скарнов; 3) зональное строение рудных тел и околорудных измененных пород; 4) парагенетическая ассоциация шеелита-III с кварцем, амфиболами, мусковитом и сульфидами ранней генерации (Пи-I, Пир, Хп-I) и золотом; пересечение более поздними кварц-сульфидными и сульфидными прожилками (II).

Наложный тип оруденения широко развит в названных месторождениях. Везде мы констатируем развитие (наложения) его по продуктам более ранних оруденений. После отложения сопряженного вольфрамового оруденения происходят внутрирудные подвижки и обновления некоторых старых трещин, при этом раннеобразованные породы и руды подвергаются дроблению, перекристаллизации и переотложению. По зонам дробления, мелким трещинам и субмикротрещинам происходят перекристаллизация и изменение скарновых минералов с отложением парагенной ассоциации роговой обманки (II-генерации), тремолит-актинолита, кварца и шеелита-III. Наложный тип вольфрамового оруденения данных месторождений мы подразделяем на наложенный и автономный подтипы. Наложный подтип более интенсивно проявляется в пределах приконтактных и секущих рудных тел. В него входят апогранитовая, апоскарновая (8), апокарбонатная руды, зонально располагающиеся со стороны гранитоидной породы в сторону карбонатных пород месторождений Койташ, Ингичка, Лянгар. К автономному относится вольфрамовое оруденение, формирующиеся вне скарновых зон, преимущественно в виде секущих метасоматических кварц-амфиболовых и кварцевых жил и прожилков с шеелитом-III и другими минералами, залегающих вдоль дизъюнктивных нарушений во вмещающих породах различного состава. Такие жилы иногда удаляются на значительные расстояния от контакта. Например, в месторождении Койташ

кварц-амфиболовые и кварцевые жилы и прожилки с редкой вкрапленностью шеелита—III прослеживаются на расстоянии (от контакта) 125–150 м, в редких случаях на 625 м. Аналогичная картина отмечена в Лянгаре (Зап.участок и др.).

В амфибол-биотитовых и пироксен-плаггиоклазовых роговиках автономный подтип руды представлен амфибол-полевошпат-кварцевыми метасоматитами с шеелитом—III с роговиковой текстурой. Значительное скопление таких образований впервые выявил в Койташском рудном поле И.Х.Хамрабаев (1972) и выделил как новый, роговиковый тип руды.

Молибденовое оруденение характерно для скарново-редкометалльных месторождений Нуратинской группы (Лянгар и Койташ) и реже Зирабулакской (Тым) и Чакылкалянской (Яхтон, Чаштепе). В месторождениях Лянгар и Койташ молибденит отлагался после образования шеелита—III, одновременно с шеелитом—IV, полевыми шпатами и кварцем. Наложенный характер молибденита на скарны сомнения не вызывает, так как молибденит, содержащий полевошпат-кварцевые жилы с шеелитом—IV, располагается в виде секущих жил и прожилков в скарново-рудных телах наложенного типа и за пределами его. Особенно четко это видно на Западном и Водораздельном участках месторождения Лянгар и на других рудопроявлениях Западного Узбекистана.

Взаимоотношение молибденита с шеелитом—III довольно отчетливо установлено на Восточном участке месторождения Койташ. Уралитизированные и окварцованные пироксеновые скарны с шеелитом—III, образованные на контакте спессартитовой дайки с известняками, пересекаются прожилками полевошпат-кварц-молибденит-шеелитового—IV состава, которые в свою очередь пересекаются прожилками кварца, содержащими пирротин—II и халькопирит—II. Кроме того, на месторождении Угат дробленые полевошпатово-кварцевые жилы с молибденитом сцементированы пирротинном—II. Следовательно, молибденовое оруденение находится между шеелитом—III и пирротинновой минерализацией.

Отмечены интенсивное замещение скарновых минералов полевыми шпатами (Лянгар), актинолитом, кварцем и образование кварц-амфиболо-полевошпатовых метасоматитов. По данным Б.И.Рехарского (16), полевые шпаты представлены альбит-олигоклазом и калишпатом. В этих жилах молибденит распределен неравномерно; в отдельных случаях (в экзоконтактовых частях) тонкие прожилочки мономинерального молибденита накладываются (Койташ) на прожилочки и гнезда шеелита-III (P_{II}). Как и вольфрам, молибден переносится в щелочной среде, поэтому и в этой стадии привносится большое количество кремнезема. При этом гидротермальные растворы, содержащие молибден, вольфрам, щелочи и другие компоненты, взаимодействуя с гранитоидными и скарновыми породами, реже с известняками, окварцовывают их с одновременным отложением молибденита, ишелита-IV и альбит-олигоклаза, а ранее образованные скарновые минералы перекристаллизуются.

Когда названные растворы взаимодействуют с биотит-кварцевыми роговиками (Койташ), образуются прожилки альбит-калишпат-кварцевых пород с равномерно рассеянной вкрапленностью молибденита. Среди таких пород наблюдаются отдельные обломки биотит-кварцевого роговика.

Однако не во всех месторождениях молибденовое оруденение проявилось в одинаковой мере и зависело от глубины формирования гранитоидного массива и генетически связанной с ним постмагматической минерализации.

Максимальное проявление молибденитового оруденения с шеелитом-IV связано с менее эродированными гипабиссальными интрузивами (Актауским, Койташским) Нуратинских и (Чаштепе и др.) Чапылкалянских гор. В месторождениях, генетически связанных с более эродированным Тымским интрузивом, молибденитовое оруденение распространено меньше (Тым), а в глубокоэродированном Зирабулакском интрузиве вовсе отсутствует (Ингичка). Это обстоятельство и обусловило наблюдаемую вертикальную зональность в размещении вольфрамово-молибденовых руд на месторождениях Западного Узбекистана.

Таким образом, в раннещелочной стадии постмагматического процесса образуются одновременный и сопредельный типы вольфрамового оруденения, а в конце раннещелочной или в начале кислотной стадии выщелачивания возникают наложенные типы вольфрамового и молибденового оруденения. Промышленное содержание вольфрама связано с совмещением всех трех типов оруденения.

Л и т е р а т у р а

1. А б д у л л а е в Х.М. Геология шеелитовых скарнов Средней Азии. Ташкент, Изд.АН УзССР, 1947.
2. Б а й м у х а м е д о в Х.Н. Магматизм Зирабулак-Зияятдинских гор в связи с рудоносностью. В сб. "Магматизм и связь с ним полезных ископаемых", М., Гостеолтехиздат, 1960.
3. Б а р а б а н о в В.Ф. К геохимии вольфрама. В сб. "Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений", Изд.ЛГУ, 1971.
4. Б л о х и н а Н.А. Минералогия, геохимия и условия формирования оловянно-вольфрамового месторождения Майхура в Центральном Таджикистане. Тез.докл. III совещания по минерал., геохим., генезису и комплексному использованию вольфрамовых месторожд. СССР, Изд.ЛГУ, 1971.
5. Б р ы з г а л и н О.В. Вольфрам и молибден в постмагматических процессах. В сб. "Геохимия молибдена и вольфрама", М., Изд-во "Наука", 1971.
6. Ж а р и к о в В.А. К развитию теории процессов скарнообразования. "Геология рудных месторождений", 1965, № 5.
7. Ж а р и к о в В.А. Скарновые месторождения. В сб. "Генезис эндогенных рудных месторождений", М., Изд-во "Недра", 1968.

8. Ж а р и к о в В.А., В л а с о в а Д.К. Околорудные изменения и оруденения на скарново-шеелитовых месторождениях Средней Азии. Тез. докл. III совещания по минерал., геохим., генезису и комплексному использованию вольфрамовых месторожд. СССР, Изд. ЛГУ, 1971.
9. З л е н к о Б.Ф., Г у б а н о в А.М. Изменения пород, вмещающих молибденит-шеелитовое оруденение на месторождении Чорух-Дайрон (Северный Таджикистан). В сб. "Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений", Изд. ЛГУ, 1971.
10. И с м а и л о в М.И. Минералого-геохимическая характеристика шеелитов скарново-рудных месторождений Зирабулакских и Нуратинских гор. "Зап. Узб. отд. ВМО", вып. 20, 1970.
11. К у ч у к о в а М.С. Парагенетические ассоциации скарново-вольфрамовых образований Западного Узбекистана, возникшие в связи с различными формациями гранитоидных интрузий. В сб. "Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений", Изд. ЛГУ, 1971.
12. К у ч у к о в а М.С., И с м а и л о в М.И., Д ж а м а л е т д и н о в Н.К. Скарново-редкометалльные и пегматитовые формации Зап. Узбекистана, Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1971.
13. Н е ч е л ю с т о в Н.В. Геологические основы методики перспективной оценки скарново-шеелитовых месторождений Средней Азии. В сб. "Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений", Изд. ЛГУ, 1971.
14. Н е ч е л ю с т о в Н.В. Взаимоотношения скарнов и оруденения на примерах скарново-шеелитовых месторождений Средней Азии. Тез. докл. III совещания по минерал., геохим., генезису и комплексному использованию вольфрамовых месторожд. СССР, Изд. ЛГУ, 1971.

15. О и т о е в Д.О. Сульфидно-вольфрамовые рудные формации и их генетические особенности. В сб. "Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений" Изд. ЛГУ, 1971.
16. Р е х а р с к и й В.И. О месте молибденита в процессе образования месторождения Лянгар. Тр. Ин-та геол. рудных месторождений, "Петрография, минералогия и геохимия", вып. 70, М., 1962.
17. У ш а к о в Н.Д. Особенности размещения скарново-рудных тел на месторождении Ингичка. В сб. "Некоторые закономерности размещения эндогенного оруденения Узбекистана", Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1966.
18. Х а м р а б а е в И.Х. Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1958.
19. Х а м р а б а е в И.Х. Петролого-геохимические критерии рудоносности магматических комплексов (на примере Узбекистана). Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1969.
20. Ш а б ы н и н Л.И. Формация магнезиальных скарнов, М., Изд-во "Наука" СССР, 1973.

И.А. Усманов

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РАЗМЕЩЕНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ
СКАРНОВО-ОЛОВЯННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОЙ ФОРМАЦИИ

Скарново-оловянно-полиметаллическое месторождение Кыз-Курган расположено на южном склоне Зирабулакских гор, в пределах Центрально-Зирабулакской оловянно-вольфрамовой зоны, впервые выделенной Х.Н. Баймухамедовым при металлогеническом районировании Зирабулак-Зиаэтдинских гор.

Месторождение Кыз-Курган сложено мраморизованными и доломитовыми известняками, прорванными с севера гранитоидами Зирабулакской интрузии. Доломитовые известняки сложены в складку, вытянутую в почти широтном направлении с общим погружением на юг. В составе доломитовых известняков — доломит, кальцит и пылеватоорганическое вещество. В измененных разностях известняков встречаются форстерит, тальк, тремолит, серпентин, редко альбит и сульфиды.

Интрузивные породы представлены порфиридовидными гранодиоритами преимущественно адалмелитового состава (γ_2), лейкократовыми гранитами, аплитами (γ_4), изредка лампрофирами.

Адалмелиты Кыз-Кургана представляют краевую фацию гранитоидов Зирабулакского интрузива. Они представлены сероватыми крупнозернистыми, порфиридными разностями. В составе породы — плагиоклаз (35–40%), кварц (20–25), калишпат (25–30), биотит (10%), кроме того, изредка отмечаются сфен, ортит, апатит, лейкоксен и др.

В южной части месторождения доломиты пересекаются разветвляющейся и скрывающейся к востоку под наносами мощной (до 10–20 м) дайкой аплита. К западу она пересекает интрузив. Простираание дайки северо-западное ($279-290^\circ$), а в восточной части — близкое к широтному (270°) общее падение на север под углом $75-85^\circ$. В составе аплита — кварц, пла-

гидроксилаз, микроклин, биотит, кальцит и редко сфен, апатит и мусковит.

В 1952 г. Б.М.Уразаев обнаружил дайку спессартита, возраст которой меньше, чем у биотитовых гранодиоритов. Он же установил пересечение спессартита дайкой аплита. В составе спессартита участвуют амфибол, плагиоклаз, кварц, апатит, биотит.

В структурном отношении площадь Кыз-Курганского месторождения — часть южного крыла Зирабулакской антиклинали, с севера прорванной одноименным интрузивом. Доломитовые известняки здесь смяты в складку, вытянутую почти в широтном направлении с общим падением крыльев на юг под углом 50–55°. Кроме складчатых структур, развиты разрывные нарушения северо-восточного и северо-западного направлений. По мнению Х.Н.Баймухамедова, с первыми связаны скарны и олово-полиметаллическая минерализация, а со вторыми — олово-полиметаллическое оруденение.

Морфологически среди скарново-рудных тел, вдоль даек, выделяются жильные, штокообразные и контактовые тела. В доломитовых известняках отмечается локализация скарнов в виде жил. К ним относятся многие скарново-оловянно-полиметаллические тела северо-восточного и северо-западного простирания. Главный скарнообразующий минерал — бесцветный, местами слабо-зеленоватый тремолит. В нем часто наблюдаются прожилки реликтового карбоната (кальцит) с пойкилитовыми вростками амфибола. Встречаются зерна шеелита (2x2,5 мм) в кальците и амфиболе. В амфиболовых жилах развиваются в виде тончайших прожилков галенит в ассоциации со станином, франкеитом, тиллитом, сфалеритом.

Штокообразные тела развиты в удалении от контакта среди доломитовых известняков и представлены главным образом сульфидными жилами, системами жил и брекчированными рудосносными участками в доломитовых известняках. Они относятся к прожилково-вкрапленным и прожилковым типам оруденения.

Контактные тела скарнов размещаются в контактах адаметитов, аплитов и лампрофиров с доломитовыми известняками.

По способу образования скарны подразделяются на биметасоматические и инфильтрационно-метасоматические (по Д.С. Коржинскому). Биметасоматические скарны развиты вдоль контактов адаметитов с доломитовыми известняками и даек аплитов и лампрофиров в известняках; сложены преимущественно пироксеновыми и пироксен-амфиболовыми разностями. Из рудных минералов присутствуют шеелит, касситерит, пирит, сфалерит, марказит, галенит и др.

Инфильтрационно-метасоматические скарны развиты среди карбонатных пород, образуют жильные тела преимущественно амфиболового (тремолит) состава. В них присутствуют кварц, кальцит, сфалерит, галенит, тетраэдрит, станин, франкеит, тиллит, касситерит и др. Скарнообразующие и рудообразующие растворы, очевидно, были сравнительно низкотемпературными. Об этом свидетельствует амфиболовый, пироксен-амфиболовый состав скарнов, сульфидный состав жил и размещение оруденения вдоль даек и разрывных нарушений. Источники растворов скарново-рудных образований надинтрузивной зоны находились в гранитоидных интрузиях повышенной основности (II-III фазы) верхнекарбон-нижнепермского комплекса.

Л и т е р а т у р а

1. А б д у л а е в Х.М. Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузиями. М., Гостеолтехиздат, 1954.
2. Б а й м у х а м е д о в Х.Н., У с м а н о в И.А. [и др.]. Геология и некоторые закономерности размещения оловорудных месторождений Узбекистана. В сб. "Вопросы металлогении Узбекистана", Ташкент, 1969.
3. К о р ж и н с к и й Д.С. Очерк метасоматических процессов. В сб. "Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях", М., Изд-во АН СССР, 1953.

В. А. Хорват, Ф. Я. Ишмурзин

ВЗАИМООТНОШЕНИЕ СКАРНОВ И КОМПЛЕКСНОГО ЗОЛОТО-
ВИСМУТО-МЕДНО-ВОЛЬФРАМОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ
(НА ПРИМЕРЕ КУМБЕЛЬСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ, СЕВЕРНАЯ КИРГИЗИЯ)

Кумбельское рудное поле расположено в южной части Сонкульского эпикаледонского прогиба. Локализующиеся в нем терригенно-карбонатные отложения Д-С₁ прорваны крупным лакколлитом гранодиоритов С₂. В зоне северного эндо- и экзоконтакта интрузива широко развиты скарны и комплексное золото-висмута-медно-вольфрамовое оруденение, сконцентрированное на Западном, Восточном, Восточной горке, Бурлюсу, Золотой жиле, Первенце и других участках.

Рудовмещающие породы - контактовые роговики (кварц-плагиоклазовые с амфиболом и пироксеном), скарнированные гранодиориты, песчаники и главным образом известковые скарны преимущественно гранатового состава. По условиям залегания и морфологии тел, соотношения площадей распространения экзо- и эндоскарновых фаций с учетом данных миграции компонентов скарны рудного поля относят к инфильтрационным фронтального типа (Жариков, 1968). Биметасоматоз проявлен незначительно.

В результате детального изучения минеральных ассоциаций, их взаимоотношений, типоморфных особенностей отдельных минералов установлены возрастная последовательность главных типов минерализации и их соотношение со скарнами. Ведущая, вольфрамовая, минерализация представлена шеелитом, неоднократно выделяющимся в процессе минералообразования. Ранний шеелит, имеющий в основном характер индикации, связан с процессами амфиболизации и эпидотизации скарнов и ассоциирует с магнетитом (участок Восточный). Основную промышлен-

ную ценность руд составляет шеелит-II (участок Западный), возникший в процессе кварц-амфибол-полевошпатового замещения скарнов. Шеелиты III и IV отмечаются соответственно в золото-сульфидно-кварц-кальцитовом (участок Восточный и др.) и золото-карбонатно-кварцевом (участок Золотая жила, Первенец) одностадийных, парагенезисах, представляющих жилы, отчетливо пересекающие измененные (лиственитизированные) скарны по разломам СВ-направления. Первый парагенезис продуктивен на вольфрам, золото, медь, висмут, второй - на золото и висмут.

В результате анализа температур образования и химизма минералов, их кислотно-основных характеристик установлено генетическое единство скарново-рудного процесса, несмотря на явное наложение золотоносных парагенезисов на шеелитоносные скарны. Одним из доказательств является наличие шеелита (III, IV) в секущих скарны золотоносных жилах и сходство его химического состава с шеелитом-II (повышенные содержания MoO_3 и др.). Несмотря на существующее мнение (Петровская, 1968 и др.) о разных источниках вольфрамовых и золотых руд, мы установили возможность одностадийного возникновения шеелита и самородного золота. В золото-сульфидно-кварц-кальцитовом парагенезисе из щелочных растворов с температурой около 300° одним из первых минералов (после кварца) выделяется шеелит (данные декрептограмм шеелита и кальцита). После отложения кислотофобных шеелита и кальцита из растворов выпадают молибденит, пирит, сфалерит, арсенопирит, халькопирит. К концу стадии щелочность раствора снова возрастает и выделяются сульфосоли и теллуриды висмута и самородное золото.

Сходная "волна" изменения кислотно-щелочных характеристик раствора устанавливается и при формировании более позднего золото-карбонатно-кварцевого парагенезиса и выражается в такой последовательности образования минералов (от ранних к поздним): кварц-шеелит-IV, кальцит, пирит, халькопирит, хедлейит, самородное золото. Следовательно, в закономерной эволюции состава раствора каждой стадии выделение шеелита и золота строго определено.

Таким образом, скарново-вольфрамовое с золотом, висмутом и медью оруденение Кумбеля сформировалось в один этап рудообразования и представляет скарново-вольфрамовую кварц-кальцит-золото-редкометальную и кварц-золоторудную вольфрамсодержащую последовательно образовавшиеся рудные формации. Их можно объединить в золото-вольфрамовый рудный комплекс, связанный с гранитными батолитами инверсионного этапа развития Присонкульского района.

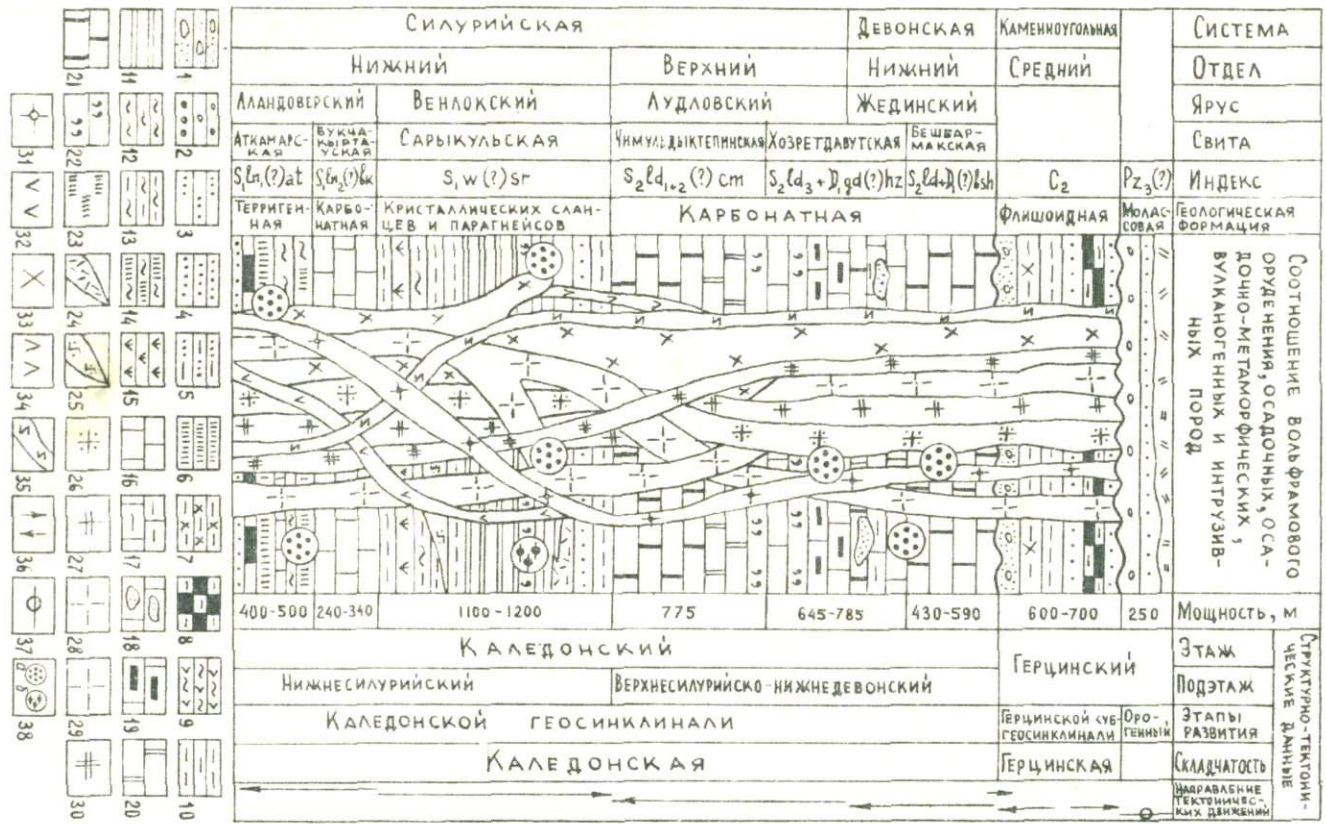
В. Д. Отроценко, Л. С. Судинский, Л. М. Крикунова
**ГЕОЛОГИЯ СКАРНОВО-ШЕЕЛИТОВЫХ ФОРМАЦИЙ
 КАРАТЮБИНСКОГО РАЙОНА**

Своеобразие геологического строения Каратюбинского района заключается в широком развитии продуктов интрузивного магматизма сиалического, гранитоидно-калиево-натриевого петрохимического профиля. Осадочно-метаморфические образования представлены останцами кровли интрузивных тел в виде узких полос в северных и южных предгорьях. Геологическая история развития его дифференцируется на три этапа, соответствующих по времени формирования нижнесилурийскому, верхнесилурийско-нижнедевонскому подэтапам каледонского этажа и герцинскому этажу (рисунок).

Для нижнесилурийского подэтажа (собственно геосинклинального этапа) характерно преобладание нисходящих движений над восходящими, прогрессирующее расширение каледонской геосинклинали с накоплением отложений терригенной и карбонатной формаций.

Наиболее древние осадки терригенной формации (аткамарская свита), превращенные в результате метаморфизма в филлитовидные, алевролитоглинистые, кварц-слюдистые сланцы с прослоями песчаников и линзами известняков, формировались в области шельфа в условиях неспокойного тектонического режима. Изучение распределения вольфрама в породах древней терригенной формации показало наибольшую обогащенность им филлитовидных и углистых сланцев (до 7,8 и 16,1 г/т) и известняков (3-9). В кварц-слюдистых сланцах и кварцитах, вмещающих рудопоявления вольфрама, содержания его не превышают 5 г/т*.

* Чувствительность метода спектрального количественного определения вольфрама в породах - $1 \cdot 10^{-5}\%$ (лаборатория САИГИМС, аналитик И. В. Скорнякова).



СООТНОШЕНИЕ ВОАБРАМОВОГО ОРУДНЕНИЯ, ОСАДОЧНЫХ, ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ, ВУЛКАНОГЕННЫХ И ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД

Мощность, м

Этаж

Подэтаж

Этапы развития

Складчатость

Направление тектонических движений

- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15
- 16
- 17
- 18
- 19
- 20
- 21
- 22
- 23
- 24
- 25
- 26
- 27
- 28
- 29
- 30
- 31
- 32
- 33
- 34
- 35
- 36
- 37
- 38

Позже, при смене режима осадконакопления в условиях открытого морского бассейна формировались отложения карбонатной формации (букчакыртауская свита). По сравнению с известняками аткамарской свиты (лагунные отложения), карбонатные морские осадки характеризуются меньшим (0,1 - 6,2 г/т) содержанием вольфрама.

Процессы раннего каледонского тектогенеза обусловили воздымание территории и частичное отступление моря с образованием отложений сарыкульской свиты. В конце лландоверского и начале венлокского веков территория представляла область невысоких гор, лагун, узких заливов, отмелей. Благодаря продолжавшимся колебаниям морского дна создавались условия для образования прибрежных и глубинных участков (6). Кристаллические сланцы кварц-серицитового, кварц-хлорит-

Формации вольфрамоносных скарнов и этапы развития Каратюбинского района (Л.С.Сушинский, Л.М.Крикунова, В.Д.Отрощенко, 1974):

1-валунники; 2-конгломераты; 3-алевролиты; 4-песчаники; 5-песчаники глинистые; 6-кварциты; 7-сланцы хлоритовые; 8-сланцы углисто-глинистые; 9-сланцы филлитовидные; 10-сланцы кристаллические; 11-парагнейсы; 12-сланцы слюдястые; 13-сланцы слюдисто-глинистые; 14-сланцы кварц-слюдистые; 15-сланцы актинолитовые; 16-известняки; 17-известняки глинистые; 18-известняки с обломками пород; 19-известняки битуминозные; 20-доломиты; 21-известняки мраморизованные; 22-кремнистые породы; 23-роговики; 24-эффузивы кислого состава; 25-эффузивы основного состава; 26-аплиты, пегматиты; 27-граниты аплитовидные; 28-граниты двуслюдяные; 29-граниты биотитовые; 30-граниты турмалиновые; 31-гранит-порфиры; 32-сиенито-диориты; 33-гранодиориты; 34-кварцевые диориты, диориты; 35-диабазовые дайки (среднекарбонатные); 36-общая направленность колебательных движений; 37-стабильный режим; 38-формации скарнов: а-известковых, б-магнезиальных (преобразованные магнезиальные скарны, апомагнезиальные известковые скарны).

серицитового, кордиеритового составов, вмещающие рудопроявления вольфрама, отличаются высокими (до 15 г/т) концентрациями его. В сланцах, на удалении от рудопроявлений, установлены более низкие (0,3 - 1,4 г/т) содержания вольфрама. В мраморизованных известняках концентрация вольфрама довольно высокая - до 28,3 г/т, в кварцитах - от 0,1 до 5 г/т.

С верхнесилурийского времени вновь начинается постепенное и длительное погружение района и формирование отложений карбонатной формации. В известково-глинистых сланцах чимулдыктепинской свиты содержания вольфрама невысокие (0,7 - 2,0 г/т). Некоторое увеличение (7,8 г/т) его количества характерно для афанитовых известняков, что определяется, очевидно, присутствием в них алевритовых частиц.

Известково-кремнистые сланцы перекрывающей хозретдаутской свиты содержат вольфрам в пределах кларковых количеств (0,1 - 2,0 г/т). По мере опускания морского дна концентрация элемента увеличивалась в известняках (до 2,8 г/т) и битуминозных известняках (до 31 г/т), причем в этих породах вблизи рудопроявлений содержания вольфрама увеличиваются иногда до 100 г/т. Возможно, это вызвано воздействием магматических эманаций на породы и проявлением в них послемагматических процессов. В мраморизованных известняках и мраморах концентрация вольфрама колеблется от 0,9 до 3,9 г/т и выше. В этих породах, в контактах с гранодиоритами и гранитами, размещаются рудопроявления вольфрама. Аналогичный характер распределения вольфрама отмечен в породах бешбармакской свиты: кремнистые известняки содержат его в количествах 0,1 - 1,0 г/т, мраморизованные известняки и мраморы - 1,0 - 21,0. Первый этап геологического развития района завершился инверсией.

Средний этап развития района в начале характеризуется трансгрессивным циклом, определяемым по горизонту конгломератов и аркозовых песчаников в основании среднекарбонových отложений, представленных углисто-глинистыми, глинисто-хлоритовыми сланцами с прослоями алевролитов, песчаников и известняков. В отложениях среднекаменноугольной флишоидной формации вольфрама больше в алевролитах (9,0 г/т), в терри-

генных осадках элемент либо отсутствует, либо не превышает 2,5 г/т; в известняках он концентрируется в пределах I-6, в углисто-глинистых сланцах - 5-8 г/т.

Для верхнесилурийско-нижнедевонского подэтажа характерно появление и увеличение роли восходящих движений, что сократило и в конечном итоге полностью закрыло данный участок геосинклинальной системы. Герцинская складчатость обусловила формирование крупного поднятия - Каратюбинского антиклинория; с ней связан мощный магматизм, дифференцированный на четыре фазы, обусловившие последовательное формирование диоритовой, гранодиоритовой, гранитовой и аляскитовой интрузивных формаций (I, II). Распределение вольфрама в интрузивных формациях подчиняется следующим закономерностям. В породах диоритовой формации установлены минимальные (0,1-2,1 г/т) содержания его, соответствующие кларковым значениям (3), а гранодиоритовой - количество вольфрама значительно превышает кларк для кислых пород. Наиболее высокие содержания отмечены в породах гранитовой и аляскитовой формации; значительно повышенные количества в биотитовых порфириовидных гранодиоритах (II фаза) и биотитовых гранитах (III фаза) в большинстве случаев обусловлены автометаморфическими и постмагматическими альбитизацией и серицитизацией.

Одна из особенностей геохимии вольфрама - специализация по вольфраму гранитоидных формаций с гранодиоритами и гранитами пространственно и генетически связаны его рудопроявления. В вольфрамоносных массивах гранодиоритового и гранитового составов устанавливаются обогащение вольфрамом краевых фаций и увеличение дисперсии содержания по сравнению с центральными частями тех же массивов. С уменьшением глубины формирования гранитоидных массивов намечается увеличение содержания вольфрама в породах. В краевых частях невольфрамоносных формаций статистически значимых различий в содержаниях и дисперсии элемента не наблюдается.

Для герцинского этажа района свойственно господство восходящих движений. Отложения среднего карбона с несогласием перекрыты молассовой толщей верхнего палеозоя, основа-

ние которой сложено базальными конгломератами, сменяющимися песчаниками и аргиллитами. Содержания вольфрама в них значительно ниже (0,1-0,5 г/т), чем во всех породах рассмотренных формаций. Таким образом, потенциальными источниками вольфрама в районе образования месторождений стали гранитоидная магма и в меньшей мере вмещающие породы.

Интрузии района - потенциально вольфрамоносны, т.е. с самого начала интрузивной деятельности участвовал вольфрам преимущественно магматического происхождения. На распределение его в гранитоидных формациях района в общем влияет аналогичное поведение летучих и легко подвижных элементов (5,8). Поскольку менее контаминированные интрузии Западного Узбекистана более способны к выделению элементов-минерализаторов, в частности бора, магматический вольфрам в основном концентрировался в породах поздних фаз интрузий гранодиоритовой и гранитовой формаций.

Неравномерное содержание вольфрама в различных типах гранитоидов этих формаций обусловлено неодинаковым его распределением в породообразующих минералах, их количественными соотношениями в породах и присутствием акцессорного шелита. В результате сравнения вольфрамоносности минералов установлен главный минерал-концентратор вольфрама - плагиоклаз (таблица).

Баланс вольфрама по мономинеральным фракциям
гранодиоритов

Породообразующие минералы	Содержание минералов в породе, %	Среднее содерж. вольфрама в минералах 10^{-3} % и кол-во опред.	Кол-во вольфрама в минералах при пересчете на 1 г породы	Процентное соотношение количеств вольфрама в минералах
Плагиоклаз	30,5	7,1(3)	$2,2 \cdot 10^{-3}$	45,5
Калишпат	12,1	0,4(3)	$0,3 \cdot 10^{-4}$	4,2
Кварц	40,6	0,2(3)	$0,1 \cdot 10^{-3}$	12,0
Биотит	16,0	9,1(3)	$1,4 \cdot 10^{-3}$	34,4
Сфен	0,8	1,3(3)	$0,8 \cdot 10^{-4}$	5,8

Примечание. Содержание вольфрама в гранодиорите месторождения Каратюбе - $4,0 \cdot 10^{-3}$.

Поскольку вольфрам содержится в анионной части плагиоклаза (7), он может легко выноситься из него в результате широко проявляющихся на территории постмагматических процессов. Исследованные гранитоиды, отличающиеся преобладанием натрия в щелочах и содержащие акцессорный шеелит, подвержены альбитизации и мусковитизации, вследствие чего освобождающийся из кристаллических решеток полевых шпатов вольфрам совместно с натрием переходит в щелочной раствор, вероятно, в соединении Na_2WO_4 (в условиях дополнительного привноса вольфрама постмагматическими остаточными растворами).

В процессе миграции при взаимодействии этих растворов с карбонатными породами, изменении температуры и давления вольфрам обособляется и концентрируется в виде шеелита в скарнах. Причем это обособление зависит при прочих условиях от количества натрия и в новообразованном альбите скарнов*. Действительно, шеелит в скарнах Каратюбинского района ассоциирует с полевыми шпатами и кварцем; образование его происходит в период формирования скарновых минералов и аноскарновых ассоциаций (три типа концентраций шеелита — одновременный со скарнами, сопутствующий и отстающий); максимальные количества шеелита характерны для последних.

В результате анализа размещения скарновых полей района обнаружено, что большая часть их приурочена к контактам пород интрузивных и осадочно-метаморфических формаций. Известны также скарны и скарноиды, развитые по прослоям карбонатных пород в отложениях терригенной формации и кристаллических сланцев.

Возможность образования скарнов в районе обусловлена прежде всего наличием карбонатных пород и интрузий как исходной среды. Магматические факторы имеют особое значение, поскольку для проявлений шеелита в большинстве случаев характерна тесная связь их с определенными интрузивными фазами (формации) и их производными. Относительная совмещенность вольфрамовой минерализации и интрузий во времени, одни и те же элементы-примеси, повышенная вольфрамоносность

* Наличие ионов Na в растворе снижает степень осаждения вольфрама кальцием (2).

интрузивов могут указывать и на их генетическую связь. В связи с этим можно предположить генетическую связь значительного количества скарновых полей с породами гранодиоритовой и гранитовой формаций. Интрузивные массивы, с которыми связаны контактные скарны, относятся к образованиям умеренных и малых глубин и сформированы преимущественно в средние этапы развития мобильной Зирабулак-Каратюбинской структурно-формационной зоны.

Наряду с широко распространенными скарнами, связанными с деятельностью постмагматических растворов, в районе отмечены так называемые, **ранние скарны** (Туракуль), образовавшиеся в момент становления интрузий при непосредственном взаимодействии расплава с известняками (I), к этому типу относятся также скарны, генетически связанные с пегматитами.

По формационной принадлежности скарны района дифференцированы на магнезиальные и известковые в соответствии с условиями образования и минеральным составом (I2). При этом оруденение первой формации связано с известковыми скарнами, развивающимися с замещением магнезиальных (Сазаган, Сарыкуль, Аксай). В отдельных полях наряду с такими скарнами распространены метасоматиты собственно известково-скарновой формации (Каратюбе, Терсаксай, Саятсай, Хасантепе, Нижнеаякчинское, Туракуль). Изредка отмечаются преобразованные магнезиальные скарны постмагматического этапа (Сарыкуль). Преимущественно развиты известковые скарны, представляющие гранат (гроссуляр, андрадит) - везувиан-кварц-полевошпатовый минеральный тип. Он характеризует ассоциации, возникающие и локализующиеся по мере эволюции скарнообразующихся растворов в структурах все более высоких порядков (скарновые, апоскарновые, кварц-полевошпатовые ассоциации).

Высокотемпературные метасоматиты собственно известково-скарновой формации, развитые на контакте гранитоидов с вмещающими породами, представляют в основном диффузионные биметасоматические образования, формирующиеся на участках пластических деформаций, нередко осложненных секущими разрывными нарушениями, что обуславливает образование инфильтрационных межпластовых скарнов. По морфогенетическим осо-

большинству апомagneзиальные известковые скарны являются межпластовыми и межформационными. Они — более низкотемпературные образования (4) и локализуются в трещинах отслоений, отрыва и скалывания. В отдельных случаях межпластовые и межформационные тела скарнов размещены все же в ореоле влияния интрузий, т.е. в участках, расположенных недалеко от контакта пород гранитоидных и осадочно-метаморфических формаций.

Важная роль в размещении скарнов принадлежит складчатым и разрывным структурам первого и второго порядка: крыльям антиклиналей, брахиантиклинальным складкам, осложненным разломами; разломам второго и третьего порядков с оперяющимися трещинами и зонами дробления и т.д. (9).

Приведенная краткая характеристика условий (факторы) формирования и размещения скарнов Каратюбинского района имеет не только прикладное, но и методическое значение, поскольку методы перспективной оценки площадей распространения скарновых полей с оруденением должны учитывать проявление факторов в их различных сочетаниях и взаимодействиях.

✧ Л и т е р а т у р а

1. Б а б а е в К. Л. Взаимоотношения пегматитов и скарнов Каратюбе и их генетические особенности. "Бюлл. н.-и. работ САИГИМС", вып. I, 1958.
2. Б р ы з г а л и н О. В. Вольфрам и молибден в постмагматических процессах. В кн. "Геохимия молибдена и вольфрама", М., Изд-во "Недра", 1971.
3. В и н о г р а д о в А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры, "Геохимия", 1962, № 7.
4. К у ч у к о в а М. С., И с м а и л о в М. И., Д ж а м а л е т д и н о в Н. К. Скарново-редкометалльные и пегматитовые формации Западного Узбекистана, Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1971.
5. О т р о щ е н к о В. Д., З е н и н М. Ф., З а р е ц к а я А. В. Геохимия бора в палеозойских комплексах пород Тянь-Шаня. "Геохимия", 1967, № 10.

6. Стратиграфия УзССР, т. I. Ташкент, Изд-во "Наука", 1965.
7. Студеникова З. В., Глинкина М. И. Эволюция содержаний молибдена и вольфрама в породах геосинклинальной зоны Северного Кавказа и связь их с образованием рудных месторождений. В кн. "Химия земной коры", т. II, М., Изд-во "Наука", 1964.
8. Сущинский Л. С. Содержание и распределение вольфрама в горных породах рудопоявления Сазаган. Тез. докл. совещ. по вопр. изуч. эндогенных месторожд. Ср. Азии, Ташкент, САИГИМС, 1975.
9. Сущинский Л. С., Крикунова Л. М. Роль складчатых и разрывных структур в размещении шеелитоносных скарнов Каратюбинского района. Тез. докл. Всес. н.-т. конференции "Новые методы поисков, изучения и оценки месторожд. полезн. ископ", М., ВИМС, 1975.
10. Хамрабаев И. Х. Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1958.
11. Хамрабаев И. Х. Петролого-геохимические критерии рудоносности магматических комплексов (на примере Узбекистана). Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1969.
12. Шабнин Л. И. Рудные месторождения в формации магнезиальных скарнов, М., Изд-во "Недра", 1974.

И.А.Зотов, В.И.Киселев

ГЕНЕЗИС КУХИЛАЛСКОГО МАГНЕЗИАЛЬНО-СКАРНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ БЛАГОРОДНОЙ ШПИНЕЛИ, ДРАГОЦЕННОГО КЛИНОГУМИТА И ТАЛЬКА (ЮГО-ЗАПАДНЫЙ ПАМИР)

Магнезиальные скарны месторождения Кухилал залегают в нижней (горанская) свите регионально-метаморфического комплекса Юго-Западного Памира. Подавляющее большинство других проявлений магнезиально-скарновых образований региона концентрируется в той же горанской свите. Это объясняется широким распространением в составе свиты богатых магнием карбонатных пород (доломит- и магнезитсодержащие мраморы), в контакте которых с гнейсами и образуются магнезиальные скарны. Кроме того, породы горанской свиты мигматизированы более интенсивно, чем сланцы верхних свит комплекса.

Вследствие интенсивно проявленного в регионе процесса омоложения абсолютных возрастов минералов (2) установить абсолютный возраст пород горанской свиты и распространенных в ней магнезиально-скарновых образований весьма трудно. Так, большинство определений К-Асч возраста флогопитов из магнезиальных скарнов района укладывается в интервал 12-20 млн. лет, а по данным М.А.Лицарева, возраст флогопита из генетически сходного месторождения Дяджвардара (горанская свита) превышает 1,5 млрд. лет. Учитывая это обстоятельство и отсутствие флогопитовых месторождений в метаморфических комплексах моложе докембрийских (5), мы предполагаем докембрийский возраст кухилалских магнезиальных скарнов.

В последние годы в геологии намечается переход от качественных моделей к количественным. Для условий метаморфизма пород метаморфического комплекса Юго-Западного Памира были выполнены количественные определения (3). Оценки $P_{\text{общ}}, T, P_{\text{H}_2\text{O}}$ относятся к периоду максимального прогресса

пород нижних частей метаморфического комплекса и, следовательно, в полной мере могут быть отнесены к периоду мигматизации сланцев и образованию наиболее высокотемпературных парагенезисов магнезиально-скарновых образований рассматриваемого месторождения. В основе выявленных $P_{\text{общ}}$ и $P_{\text{H}_2\text{O}}$ метаморфизма лежит оценка температуры. По нескольким независимым геотермометрам она составила 650–700°C. В соответствии с этим давление на твердые фазы было оценено $P_{\text{общ}}=6-7$ кбар. Согласно принятым параметрам, давление воды при мигматитообразовании не могло превысить $P_{\text{H}_2\text{O}}=3,5$ кбар, иначе в составе нижних свит метаморфического комплекса были бы широко распространены породы с мусковитом, безлиноземистым антофиллитом и амезитом в качестве продуктов кульминационной фазы метаморфизма. В то же время Юго-Западный Памир относится к специфическим регионам, поскольку в составе метаморфических пород установлены высокогроссуляровые гранаты, а кордиерит в ассоциации с гранатом и кианитом — довольно железистый. Это позволило предположить более высокое, чем в ряде регионально-метаморфических комплексов, давление воды (3). Возможно, с этим связано широкое развитие процессов замещения высокотемпературных магнезиально-скарновых парагенезисов антофиллитом, тальком и амезитом. Широкое развитие их можно объяснить, например, близостью условий (по температуре) мигматито- и скарнообразования и реакций гидратации ассоциаций шпинель-энстатит-кварц и кварц-энстатит из-за высокого давления воды при метаморфизме.

Рассмотрим особенности строения и формирования магнезиально-скарновых образований Кухилалского месторождения. Магнезиальные скарны пророчены к контактам двух линз магнезитовых мраморов мощностью 50–300 м с вмещающими гнейсами и реже пегматитовыми жилами. Кроме магнезита, в мраморах присутствуют доломит, графит (первые проценты), изредка форстерит, клиногумит, флогопит. Но значительные количества (несколько процентов) силикатов в мраморах появляются лишь вблизи скарновых жил. Для пластов

магнезитовых мраморов месторождения характерна небольшая (до 1,5 км) протяженность. Среди магнезитов прослой некарбонатных пород отсутствуют, за исключением подошвы и кровли слоев.

Гнейсы, вмещающие магнезиты, представлены биотитовыми и гранат-биотитовыми разностями. В составе лейкократовой части гнейсов обнаружены кварц, плагиоклаз, калишпат, силлиманит, кианит. Непрозрачные минералы представлены сульфидами, графитом. Кианит в гнейсах редок; обычно он обнаруживается в виде укрупненных идиоморфных кристаллов в гнейсах, более богатых (до 40-50% об.) кварцем и не содержащих калишпат. Такие породы с кианитом отмечены только вблизи магнезитовых мраморов, в связи с чем подвергаются околоскарновым изменениям. Силлиманит в гнейсах представлен фибролитовой разностью и часто замещает биотит, кианит, полевые шпаты. Описанные гнейсы содержат обильные согласные слои гранитного состава, образующие мигматиты. Гранитные составляющие мигматитов более крупнозернистые, чем вмещающие гнейсы, и содержат лишь небольшое количество калишпата. Пегматитовые жилы, в контакте с которыми иногда обнаруживаются магнезито-скарны, редки на месторождении, имеют нормальный гранитный состав и секут вмещающие гнейсы и мраморы.

Магнезито-скарновые образования месторождения заключены в магнезитовых мраморах или залегают в контактах с гнейсами и пегматитами; среди алюмосиликатных пород они не встречаются. Ввиду ограниченной обнаженности по полевым наблюдениям можно выделить два геологических типа магнезито-скарнов; шпинель-форстеритовые жилы и продукты их изменения в мраморах и зональные скарны в контакте мраморов с гнейсами и пегматитами. По нашему мнению, оба типа не существенно различаются генетически, но возможно различие по степени проявления в их образовании диффузионных процессов. Благородные разности шпинели и клиногумита преимущественно находятся в скарнах первого типа, тогда как тальк образует промышленно интересные концентрации в скарнах второго.

Скарны первого типа представлены ветвящимися жилами, секущими мраморы. Преимущественно жилы концентрируются в нижнем пласте магнезитовых мраморов. Мощность жил доходит до 1,5 м, протяженность — десятки метров. Центральные части жил оложены форстеритом (80-90%), шпинелью (единицы процентов до 10-15), клиногумитом (0-20), доломитом (0-5), графитом (0,5-3), флогопитом (0-5), амезитом (0-3), моноклинным амфиболом (0-5%). Клиногумит и последние три минерала — более поздние образования. Все минералы — крупнозернистые, причем шпинель и форстерит достигают 8-10 см в поперечнике. Шпинель водянопрозрачная с приятной розовой окраской. Кристаллы клиногумита часто водянопрозрачные густого коричневого медово-золотистого цвета. Хорошо сохранные крупные кристаллы шпинели и клиногумита встречаются в редких на месторождении жеодовых гнездах.

Переход жил во вмещающие мраморы постепенный, через зону существенно форстеритового (с редкими зернами шпинели) состава; далее следует зона кальцифира-мрамора с редкими кристаллами форстерита. Соотношение мощностей зон и мощности жил может варьировать значительно. Несомненно инфльтрационный характер магнезиальных жил. Источником магния являлись мраморы, а кремнезем и глинозем привносились из окружающих (вероятнее всего подстилающие) гнейсов. Важно отметить отсутствие на месторождении признаков процессов сингенетического со скарнообразованием изменения гнейсов, который сопровождался бы выносом из них глинозема и кремнезема. Поэтому нам представляется, что необходимые для образования жил компоненты привносились в мраморы при мигматизации гнейсов. Проследить непосредственный переход между шпинель-форстеритовыми жилами и гнейсами не удастся, но, вероятно, он должен осуществляться через зону шпинель-энстатитовых скарнов, устанавливаемую в составе скарновых тел второго типа.

Скарны второго типа развиваются в кровле и подошве магнезитовых мраморов, в контакте с гнейсами или в зонах переслаивания тех и других, а также на контакте мраморов с пегматитовыми жилами. Мы рассмотрим только скарны на

контакте с гнейсами. Здесь развиты мощные (до 30 м) скарновые тела сложного зонального строения. Анализ первичной скарновой зональности затруднен интенсивными гистерогенными изменениями и часто наблюдаемым повторением в разрезе скарновых зон сходного состава, обусловленного развитием скарнов в зонах переслаивания гнейсов с мраморами. В препарированном виде первичная зональность магнезиальных скарнов в контакте магнезитовых мраморов с гнейсами имеет следующий вид: (0) мигматизированный биотитовый гнейс; (I) плагиоклаз-биотит-кианит-кварцевая порода; (2) близ-скарновоизмененная кианит-плагиоклаз-кварцевая; (3) около-скарновая кианит-кордиеритовая (+кварц) порода; (4) шпинель-энстатитовый скарн; (5) шпинель-форстеритовый скарн; (6) кальцифир; (7) магнезитовый мрамор. Иногда между зонами (3) и (4) залегают бесшпинелевые энстатитовые породы. С падением температуры и нарастанием кислотности растворов в зонах (3) и (4), отчасти (5) развивается флогопит. Шпинель-энстатитовые скарны и бесшпинелевые энстатитовые породы интенсивно замещаются ромбическим амфиболом жедрит-антофиллитового ряда (4), при этом шпинель часто замещается сапфирином (I). Тальк на месторождении образуется за счет бесшпинелевых энстатитовых пород, реже шпинель-энстатитовых скарнов с небольшим содержанием шпинели. Он обычно ассоциирует с антофиллитом. В шпинель-форстеритовой зоне скарнов нередко образуется слабоокрашенный моноклинный амфибол паргаситового ряда.

При анализе происхождения первичной зональности описанных скарнов встречается ряд сложных вопросов. Один из основных — расшифровка природы кианитсодержащих гнейсов и кианит-кордиеритовых околоскарновых пород. Как отмечалось, эти породы появляются на месторождении только вблизи описанных скарнов. Следует ли из этого, что образование кианитсодержащих пород связано со скарнообразованием? По этому вопросу мнения авторов разошлись. В.И.Киселев считает, что локальная связь этих пород со скарнами свидетельствует в пользу их генетической связи. Аргументом против этой точки зрения служат петрографические особенности око-

лоскарновых пород. Например, установлено, что в зоне (2) кристаллы кианита окаймлены основным плагиоклазом, хотя последний можно рассматривать и в качестве реликта от замещения кианитом. Содержание кварца в породе достигает 60–70%. Ближе к скарнам расположена зона кианит–кордиеритовой породы с небольшим количеством кварца или без него. Здесь однозначно установлено корродирование зерен кварца и кианита агрегатами зерен кордиерита. В контакте шпинель-энстатитовых скарнов с пегматитовой жилкой кианитсодержащие породы отсутствуют. Кроме того, на месторождении шпинель-форстеритовые породы бывают пространственно сближены с кианитсодержащими (иногда в одном образце), но всегда между энстатитом и кианитом есть зона жемчужно-кордиеритового состава. Поэтому возможность парагенезиса кианита с энстатитом, который предполагает Л.И. Шабинин (5), остается под вопросом.

По данным других магнетитово-скарновых объектов, распространенных среди пород горанской свиты, кианитовые гнейсы там более обычны, чем на Кухилале, но вблизи со скарнами они появляются лишь спорадически, без видимой закономерности (2). В соответствии с этим И.А. Зотов считает, что отмечаемая локальная связь магнетитовых мраморов и кианитсодержащих гнейсов унаследована со времени осадконакопления при формировании толщи горанской свиты (2). Поэтому кианит-кордиеритовые околоскарновые породы являются диффузионными образованиями в контакте с высокомагнетитовыми породами, какими являются шпинель-энстатитовые скарны. Интересно отметить, что глинозем диффундирует незначительно, если вообще встречается. Это объясняется наличием вблизи кианитсодержащих пород бесшпинелевых энстатитовых скарнов (1).

Проблематично и образование бесшпинелевых пород, довольно часто обнаруживаемых в составе скарнов описываемого типа как на месторождении Кухилал (разрез описан И.А. Зотовым, (2), так и в других местах. Зона такого состава (мощность до нескольких метров) заключена между шпинель-энстатитовыми скарнами и кордиеритизированной кианит-кварцевой породой. Бесшпинелевые породы могли возникнуть и при метаморфизме кварцсодержащих магнетитов, образованных при осадко-

образовании, и в результате привноса в магнезиты одного кремнезема (без глинозема). Последнее принципиально возможно при диффузионном процессе.

Таким образом, магнезиальные скарны месторождения Кухилал формировались главным образом в результате инфильтрационного привноса кремнезема и глинозема в магнезитовые мраморы. На фоне преобладания инфильтрационных процессов отмечен привнос в гнейсы магния, а в мраморы, возможно, кремнезема диффузионным путем. В результате образуются экзотические околоскарновые кианил-кордиеритовые породы и бесшпинелевые энстатитовые скарны. Ювелирные разновидности шпинели образуются на прогрессивном этапе формирования скарнов, а благородные разновидности клиногумита и тальк — продукты гистерогенного изменения первичных скарнов. При этом тальк образуется по малоглиноземистым разностям энстатитовых скарнов.

Анализ геологической картины формирования Кухилалского месторождения приводит к выводу об образовании скарнов при мигматизации гнейсов в результате инфильтрационного перемещения кремнезема и глинозема. Диффузионные процессы значительным перемещением глинозема не сопровождаются.

Л и т е р а т у р а

1. З о т о в И. А. О находке сапфирина в магнезиальных скарнах Ю.-З. Памира. ДАН СССР, т.170, 1966, № 3.
2. З о т о в И. А. Некоторые особенности магматизма и метаморфизма кристаллического комплекса юго-западного Памира. Автореф. канд. дис., Москва, ИГЕМ АН СССР, 1968.
3. З о т о в И. А. Давление воды (P_{H_2O}) при метаморфизме пород кристаллического комплекса Юго-Западного Памира. "Изв. АН СССР", сер. геол., 1972, № 7.
4. З о т о в И. А., Ш и д о р е н к о А. Г. О магнезиальном жедрите с Ю.-З. Памира. ДАН СССР, т.180, 1969, № 3.
5. Ш а б н и н Л. И. Скарны магнезиально-скарновой формации. М., Изд-во "Наука" СССР, 1973.

В.А.Королев, Н.Н.Королева

КРИТЕРИИ РАЗНОВОЗРАСТНОСТИ СКАРНОВ И ОРУДЕНЕНИЯ В МЕСТОРОЖДЕНИЯХ СРЕДНЕЙ АЗИИ

В Среднеазиатской рудной провинции широко распространены скарново-рудные месторождения. Ведущая роль в них принадлежит рудам вольфрама, полиметаллов, золота, второстепенная – золота, меди, железа (8). В результате многолетней эксплуатации скарново-рудных месторождений вольфрама и полиметаллов выявлено частое неподтверждение запасов, нередко усложняющее ритмичную работу горнодобывающих предприятий и чаще всего обусловленное расхождениями контуров проектных и фактических рудных тел, прерывистостью распределения рудной минерализации в скарнах, которая иногда оказывается очень высокой.

Основные причины существенных несовпадений контуров ожидаемого и фактического оруденения – постоянный недоучет неравномерности распределения оруденения в скарнах и оконтуривание рудных тел на основе формальной интерполяции и экстраполяции. Последнее – следствие широко укоренившегося представления о равномерном распределении оруденения в скарнах, обусловленном одновременным их образованием. Нередко некоторые исследователи считают, что оруденение сформировалось синхронно со скарнами или во всяком случае совместно с продуктами их вторичных изменений.

Большинство скарново-рудных месторождений Средней Азии образовалось в конце верхнего палеозоя, в основном после завершения герцинского интрузивного магматизма. Парагенетические соотношения типогенных минералов и их ассоциаций устанавливает обычно четкие различия в последовательности стадий минералообразования пневмалитово-гидротермального этапа (безводные и гидроксильные силикаты) и собственно

гидротермального (ранние окислы, вольфраматы, сульфиды, сульфаты, карбонаты, кварц). Эта последовательность (с учетом внутриминерализационных тектонических импульсов) нередко создает впечатление непрерывности процесса, а внешнее совпадение структурных условий размещения скарнов и оруденения (общность позиций) способствует восприятию их как образований близко одновременных. Это в равной мере относится к известковым и магнезиальным скарнам. Такое восприятие порождает у многих геологов мнение о преобладающем равномерном распределении рудных минералов в массе скарнов и обуславливает формальный подход к оконтуриванию рудных тел — в большинстве случаев они отождествляются ими с понятием скарновых тел (отсюда скарново-рудные тела). В то же время еще на ранних этапах изучения среднеазиатских скарново-рудных месторождений А.В.Пуркин (II) обращал внимание на необходимость "...помнить, что часто понятия скарновой залежи и рудного тела не совпадают и, более того, в комплексных месторождениях положение рудных тел может быть разным для различных компонентов".

В дальнейшем при разведке этих месторождений данное высказывание по ряду причин было забыто, что позднее и проявилось в фактах неподтверждения запасов. К сожалению, на многих разведываемых или вовлекаемых в разведку новых месторождениях описываемого типа рудные тела до сих пор оконтуривают формально, без должного изучения наложенного характера оруденения и обусловленной этим неравномерности его распределения в скарнах. Это объясняется тем, что при изучении скарново-рудных месторождений недостаточно учитывают и используют критерии, устанавливающие наличие существенного разрыва во времени отложения скарнов и оруденения.

В результате многолетних исследований скарново-рудных месторождений выявлен ряд критериев, порознь или в сочетаниях между собой доказывающих разобщенность скарнов и залегающего в них оруденения во времени, обосновывая тем самым необходимость раздельного, индивидуального изучения условий их размещения.

Ниже рассмотрим главные критерии разновозрастности скарнов и оруденения, проявленные на вольфрамовых, медных, золоторудных, полиметаллических и других месторождениях Средней Азии.

Постоянно устанавливаемая связь оруденения с зонами предрудного тектонического дробления скарнов. Во всех случаях, особенно в скарново-сульфидных месторождениях, широко представлены прожилковые, брекчиевые, цементационные, коррозионные структуры, свидетельствующие о том, что тектоническое дробление скарнов обусловило создание и обновление путей движения рудоносных растворов, подготовило условия, благоприятные для локализации руд. Многочисленные мелкие и крупные рудные скопления в скарнах связаны с отдельными сколовыми трещинами, их системами, различными сочетаниями (сопряжения, пересечения) и зонами дробления. В богатых рудных телах, как правило, устанавливаются реликты скарнов, сохранившие обломочный облик.

Характер дробления скарнов в значительной мере определяет способ отложения руд. В крупных трещинах, в участках крупнообломочного брекчиевого дробления руды отлагаются преимущественно путем заполнения пустот. В местах развития штокверкового дробления, кливажных трещин, зон расщепления ведущая роль в отложении принадлежит метасоматическому замещению.

В результате статистического анализа распределения содержаний полезного компонента установлено, что интенсивность оруденения закономерно снижается по мере удаленности от рудоконтролирующих трещин и зон дробления.

Непременное наличие дорудных изменений скарнов. Практически во всех месторождениях оруденение в скарнах локализуется только в местах вторичных изменений. В составе последних в магнезиальных скарнах преобладают серпентинизация, флогопитизация, клинохлоритизация, биотитизация, актинолитизация. В известковых главную роль играют тремолитизация, эпидотизация, карбонатизация, окварцевание. В зонах изменений оруденение отлагается преимущественно путем метасоматического замещения (10). При этом рудные ми-

нералы (шеелит, молибденит, сульфиды) замещают не минералы скарнов, а продукты их изменений. При петрографическом изучении руд устанавливается наложенный характер оруденения на минералы вторичных изменений, свидетельствующий о некотором разрыве во времени их отложения.

Различия тектонических условий формирования скарнов и оруденения. Как известно, скарны локализуются либо непосредственно вдоль контакта карбонатных пород с прорывающими их интрузивными, обычно гранитоидного состава телами (биметасоматические), либо на некотором расстоянии от них (инфильтрационные). При структурном анализе выявляются принципиальные различия между тектоническими условиями размещения скарнов и оруденения. Первые формируются на фоне горизонтального тектонического растяжения. Распределение скарновых тел вдоль интрузивного контакта подчиняется чаще всего сбросовой схеме смещения, при которой мощности скарнов возрастают на участках более крутого залегания и уменьшаются (иногда до полного выклинивания) при выполаживании контакта. При этом тела инфильтрационных скарнов локализуются в трещинных смещениях по нему. Оруденение размещается в скарнах в условиях горизонтального тектонического сжатия. Анализ распределения в скарнах зон дробления, трещинных структур и вторичных изменений показывает, что они формировались преимущественно на фоне взбросовых смещений.

Указанные различия часто маскируются тем, что скарны, как породы весьма хрупкие (5), подвергаются интенсивному дроблению во всем объеме. Это иногда обуславливает прямую корреляцию мощностей скарнов и оруденения и приводит к ошибочному выводу о сходстве тектонических условий их локализации. Для выявления этих различий необходим квалифицированный структурный анализ.

Наличие послескарновых, но дорудных интрузивных даек основного состава. В общем процессе послемагматического минералообразования скарны формируются в основном после завершения магматизма. Однако нередко скарны перекрываются наиболее поздними магматическими образованиями, в част-

ности дайками диабазовых порфиритов (I,2,I2,I3,I4). Примечательно, что дайки основных пород внедрились в трещинные структуры нормального приоткрывания, возникновение которых было возможно только в условиях горизонтального растяжения. Появление таких даек можно рассматривать как заключительный этап в развитии условий тектонического растяжения, на ранних стадиях которых формировались скарны. Это обстоятельство убедительно свидетельствует о принципиальных различиях между тектоническими условиями формирования скарнов и оруденения и о наличии разрыва во времени их образования.

Несовпадение границ распространения скарнов и оруденения. Пространственное совмещение оруденения и скарнов определяется прежде всего совпадением структурных позиций их локализации и общими путями движения минерализующих растворов. Тем не менее в деталях контуры рудных тел и скарнов чаще всего не соответствуют друг другу. Границы отдельных рудных тел обычно уже скарнов, хотя общая площадь распространения рудной минерализации, как правило, шире и выходит далеко за пределы скарновых тел. Для изучения данного критерия необходимо широкое структурно-минералогическое картирование площади месторождения.

Неравномерность распределения оруденения в скарнах определяется локальным, дискретным характером проявления факторов локализации рудной минерализации (трещины, небольшие разломы, зоны дробления и т.д.). Обычно выявляется зависимость позиций интенсивного их проявления от морфологии контролирующей поверхности интрузивного контакта и характера тектонических перемещений вдоль нее. Эта зависимость достаточно просто устанавливается известными методами морфолого-кинематического анализа рудоносных структур (5,6).

Закономерный характер распределения оруденения относительно эпигенетических структурных элементов в скарнах. К числу таких структурных элементов относятся небольшие продольные и секущие дизъюнктивные нарушения и обновленные тектоническими движениями контакты интрузивных даек (до-

и послескарновые), залегающих среди скарнов. В результате анализа распределения рудной минерализации относительно этих элементов путем группировки результатов опробования по интервалам удаленности установлено закономерное изменение ее интенсивности по мере удаления от этих контактов и приближения к внутренним частям скарновых тел. Характер этих изменений зависит от соотношения физико-механических свойств, химического состава даек и скарнов, морфологических особенностей поверхностей трещин и контактов, поэтому интенсивность оруденения те закономерно убывает, те возрастает (7,9).

Значительно большая зависимость состава скарнов и типов их изменений от состава вмещающих пород и очень слабая зависимость состава оруденения. Скарны (биотасоматические и инфильтрационные) формируются в основном за счет компонентов вмещающих пород (3,4), что предопределяет зависимость их состава от состава пород, контактирующих с интрузивным телом. Большинство рудных компонентов привносится со значительно больших глубин. Пути проникновения минерализующих растворов в скарны связаны в первую очередь с эпигенетическими структурными элементами. Как уже отмечалось, условия локализации руд определяются более всего особенностями тектонических деформаций скарнов и в меньшей степени их составом, что подчеркивает наложенный характер руд.

Исследование этого критерия должно осуществляться путем минералогического картирования рудных зон и отражения пространственных соотношений вмещающих пород, скарнов и оруденения на структурных проекциях (горизонтальные или вертикальные) рудоконтролирующего интрузивного контакта.

Значительно большая выдержанность минерального состава скарнов по вертикали при относительно более высокой изменчивости состава руд свидетельствует о существенных различиях между физико-химическими и термодинамическими условиями образования скарнов и отложений рудной минерализации, являющихся в свою очередь результатом существенно различных тектонических обстановок — растяжения при скарнообразования и сжатия при рудоотложении. Как и в предыдущем случае, изучение данного критерия требует детального структурного и минералогического картирования рудных тел и зон.

Существенно различный характер зональности в скарнах и в размещении рудной минерализации. В контактовых биметасоматических скарнах наиболее четко проявляется зональность по мощности, отражающаяся в закономерном изменении их минерального состава в направлении от интрузивного тела к вмещающим карбонатным породам (метасоматические колонки (3,4)). В инфильтрационных скарнах такая зональность отмечается слабо. В то же время по падению рудных зон минеральный состав скарнов существенно не изменяется на протяжении многих сотен (и даже до тысячи) метров, что свидетельствует о выдержанности физико-химических условий. Наблюдаемые по вертикали изменения состава скарнов обусловлены чаще всего сменой пород в разрезе карбонатных толщ, контактирующих с интрузивным телом.

В рудных телах преобладает в основном вертикальная зональность. В скарново-сульфидных она чаще всего нормальная — с глубиной появляются более высокотемпературные минеральные ассоциации, а в вольфрамовых иногда проявляется обратная зональность — высокотемпературные ассоциации (ранние окислы, вольфраматы и др.) на глубине сменяются среднетемпературными (сульфидные — халькопирит, пирит, сфалерит и др.).

Из рассмотренных критериев только наличие послескарновых, но дорудных даек не всегда проявляется. Остальные устанавливаются на всех скарново-рудных месторождениях и однозначно доказывают существование разрыва между временем локализации скарнов и отложением оруденения в них, причем этот разрыв очень часто обусловлен принципиальным изменением тектонических условий их формирования.

Для повышения экономической эффективности освоения скарново-рудных месторождений необходимо в процессе их разведки больше внимания уделять изучению условий размещения оруденения в скарнах. Оконтуривание рудных тел следует проводить не формальными методами, а путем выявления и учета факторов, контролирующих размещение оруденения в скарнах. Охарактеризованные критерии разновозрастности скарнов

и оруденения могут облегчить решение этой задачи.

Л и т е р а т у р а

1. А в е р и н Ю.А. Возрастные взаимоотношения порфиритовых даек и рудных жил на Чадакском месторождении. "Узб.геол.журн.", 1960, № 1.
2. Г о р ь к о в о й О.П. Диабазовые дайки Кураминских гор. Ташкент, Изд-во "Наука" УзССР, 1964.
3. Ж а р и к о в В.А. Геология и метасоматические явления скарновополиметаллических месторождений Западного Карамазара. Тр.ИГЕМА, вып.14, М., 1959.
4. К о р ж и н с к и й Д.С. Инфильтрационная метасоматическая зональность и образование жил. "Изв.АН СССР", сер.геол., 1951, № 6.
5. К о р о л е в А.В., Ш е х т м а н П.А. Структурные условия размещения послемагматических руд. М., Изд-во "Недра", 1965.
6. К о р о л е в В.А. Задачи и методы составления тектонических карт. В сб. "Методы детального количественного прогнозирования эндогенных рудных полей и месторождений", Ташкент, Изд.САИТИМСа, 1971.
7. К о р о л е в В.А., У м а р х о д ж а е в М. Распределение оруденения в скарнах - критерий возрастных взаимоотношений их с дайками. "Геология рудных месторождений", 1969, № 4.
8. К о р о л е в В.А., Ш е х т м а н П.А. Принципы количественного прогнозирования при металлогенических исследованиях. Фрунзе, Изд-во "Илим", 1970.
9. К о р о л е в В.А., З и м а л и н а В.Я. К оценке относительного значения факторов размещения оруденения на скарново-полиметаллическом месторождении. Деп. в ВИНТИ, 1975, № 2046 - 74 Деп.
10. К о р о л е в а Н.Н. О роли карбонатов в гидротермальных процессах замещения. Тр.СазПИ, вып.6, Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1959.

11. П у р к и н А.В. Некоторые особенности среднеазиатских скарново-рудных месторождений. В сб. "Материалы по геологии контактовых зон Средней Азии", Ташкент, УзФАН, 1941.
12. С е р е б р и ц к и й А.И. К вопросу о соотношении скарнов и даек в главной рудной зоне месторождения Алтынтопкан. В сб. "Вопросы геологии и генезиса полезных ископаемых", ЛГУ, 1966.
13. Т у р о в с к и й С.Д. О возрастных соотношениях порфиритовых даек и оруденения на месторождениях Северной Киргизии. Тр.Геол.ин-та Кирфилиала АН СССР, вып.2, 1951.
14. Ч е р н ы ш е в В.Ф. Некоторые структурные особенности локализации известковых скарнов. "Геология рудных месторождений", 1961, № 3.

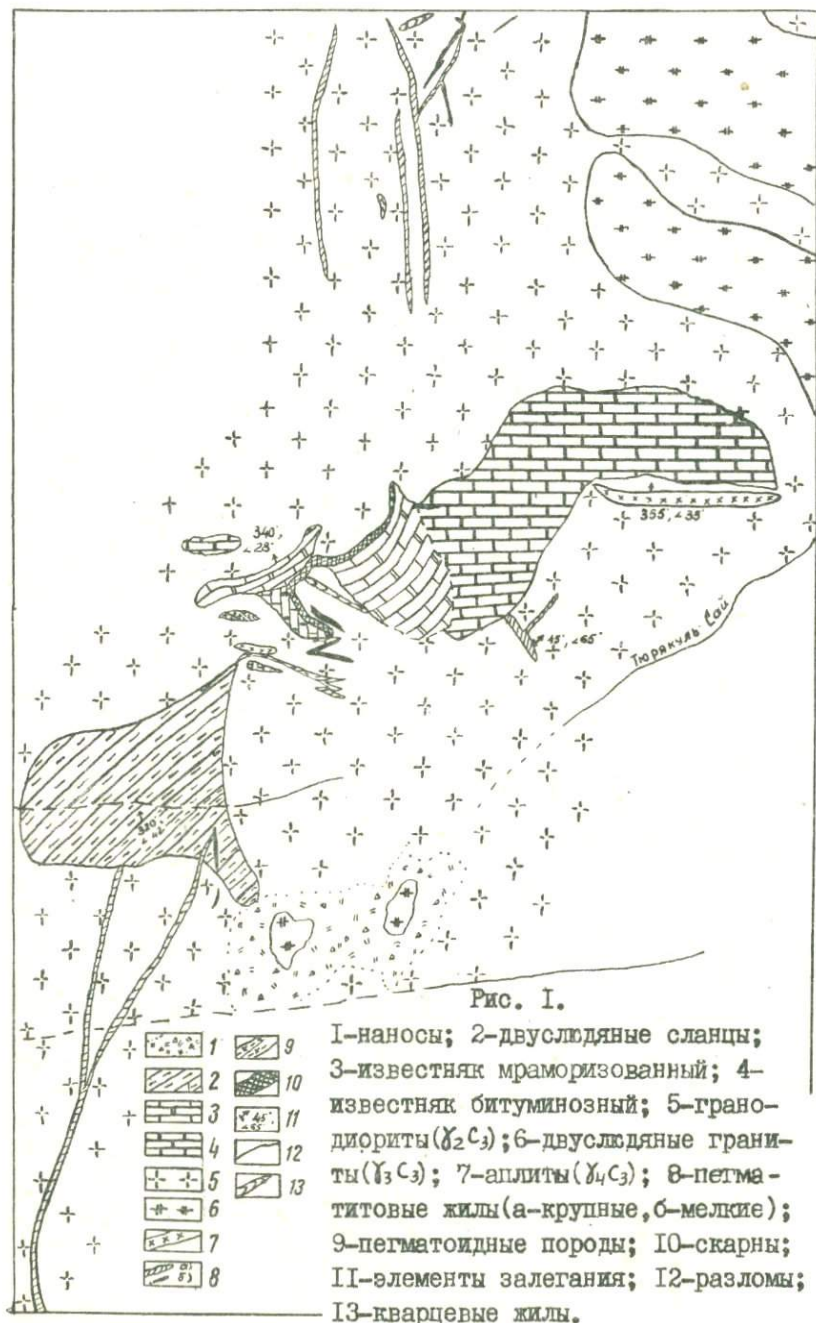
Х.Н.Баймухамедов, С.И.Ибадуллаев, Л.А.Быков

СООТНОШЕНИЕ ПЕГМАТИТОВ СО СКАРНОВО-РУДНЫМИ
ОБРАЗОВАНИЯМИ НА ПРИМЕРЕ УЗБЕКИСТАНА

Накопленный за последние годы фактический материал позволяет лучше охарактеризовать месторождения скарнов и их соотношения с пегматитами по ряду рудных полей (Лянгар, Туракуль, Джам и др.). В Каратюбе пегматиты в виде единичных тел или их скоплений разбросаны по всей площади гранитоидного массива и лишь на отдельных участках (Лянгар, Анжирли, Туракуль) среди биотитовых (мусковитизированные) гранитов образуют серии параллельных жил (до 100-150) мощностью от 10 см до 3 м в раздуде протяженностью до 195 м. Одна из них залегает среди двух различных по составу горных пород: висячем боку она контактирует с известняками, в лежащем - с ороговикованными сланцами (рис.1). Состав жилы - кварц, полевой шпат (микроклин), альбит, турмалин (шерл), образующий игольчатые и гнездообразные скопления. На контакте жилы с гранитоидами и известняками развиваются скарны, образующие небольшие выходы на поверхность в зонах смятия (4-6 см).

В период поисково-разведочных работ в верховьях Лянгарская (Каратюбе) мы обнаружили небольшой выход гранитоидов (II фазы) и гранитов (III фазы), контактирующих с битуминозным известняком, часть которого при контактовом метасоматозе превратилась в белый мрамор с оторочкой скарноидов. Здесь же отметили ксенолиты двуслюдяных сланцев (мелкие и довольно крупные) среди гранодиоритов (рис.2).

Кроме того, обнаружены выдержанные по простиранию параллельные дифференцированные эпигенетические пегматитовые и короткие жилы, разветвляющиеся в гранодиоритах и переходящие в ксенолиты сланцев или битуминозные известняки. Протя-



женность параллельных пегматитовых тел меняется в довольно больших пределах - 2-5 - 400-500 м, мощность - 0,5--4-5 м в раздуве. Пегматит среднезернистый, дифференцированный. В состав его входят кварц, полевой шпат, мусковит, гранаты (спессартин-альмандин), реже турмалин и мелкие кристаллы берилла. Характерны гнездообразные скопления мусковита и жильбертизация битуминозных известняков.

Как отмечалось выше, скарны, находящиеся вблизи контакта пегматитов представлены волластонит-актинолит-тремолито-

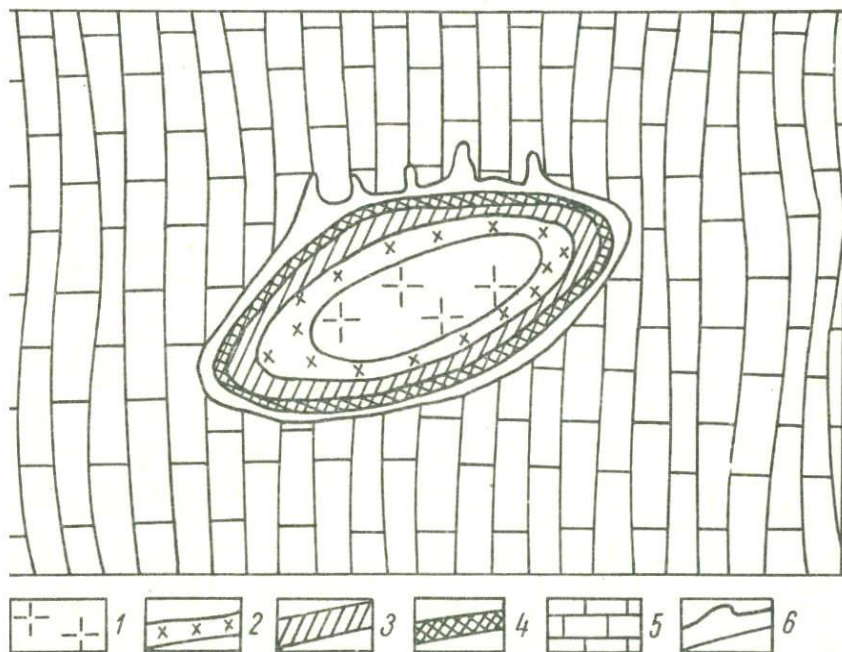


Рис. 2. Схема взаимоотношения шпировых пегматитовых гнезд с материнскими интрузивами и скарнами в известняках. 1 - гранодиориты; 2 - аплитовая оторочка; 3 - среднезернистый пегматит; 4 - околонегматитовый пироксеновый скарн; 5 - известняк; 6 - кальцитовая оторочка.

выми разностями с шеелитом. Здесь же встречаются выходы кварцевых жил и аплитовых даек. Кварцевые жилы содержат мелкие вкрапленники гематита, галенита и довольно хорошо образованные, но мелкие кристаллы белого и бледно-голубого призматического апатита, содержание которого в массе кварцевых жил достигает 1%. Аплиты мелкозернистые, белые, с включениями мелких кристаллов граната (альмандин-спес-сартин), безрудные.

Подобные взаимоотношения пегматитов со скарнами для Каратюбе довольно характерны и часты. Как видно из рис. I, пегматитовая жила прорывает три различные по составу разновидности горных пород: гранодиориты, битуминозные известняки и двуслюдяные сланцы, в результате воздействия которых в сланцах увеличивается количество слюд (мусковит), в известняках происходит жильбертизация. В пределах отдельных интрузий наряду со скарнами значительно развиты пегматиты. Однако в отличие от скарнов пегматиты развиваются не только в апикальной части интрузий или в их экзоконтактовой зоне, но и внутри материнских пород. Эти данные позволяют предположить, что пегматиты образуются в течение всей магматической деятельности, с момента становления интрузива до полного его затвердевания. Это подтверждается наличием шлировых (фациальные) пегматитов в пределах любого среза гранитоидных массивов Западного Узбекистана. Следовательно, пегматиты возникают в течение значительного периода развития интрузива. Вместе с тем при благоприятных условиях эти разности могут переходить в типичные жильные пегматиты, поэтому пегматитовые тела, связанные с определенной интрузией, могут быть разновозрастными. Шлировые пегматиты, образовавшиеся в апикальной части интрузива, несомненно, древнее пегматитов в его внутренней части.

Таким образом, в пределах одного интрузивного поля скарны, пегматиты и другие жильные образования пространственно могут быть сближены, однако это разнообразные и генетически неоднородные образования. Примечательно, что в Каратюбе широко распространены также метасоматические пегматиты, связанные с деятельностью постмагматических раст-

воров. Скарны не только многообразны, но и разнотипны по вещественному составу. Из двух главных типов магнезиально-го и известняково-магнезиального - наиболее перспективны в отношении редких элементов известняково-магнезиальные скарны. С проявлениями акцессорного бериллия они делятся на два ведущих подтипа; размещение их в Западном Узбекистане целиком предопределяется развитием типов формаций гранитоидов, на контакте с которыми (или около которых) они залегают.

По нашим данным, только две интрузивные формации представляют интерес в отношении акцессорных бериллийсодержащих скарнов - гранодиоритовая и щелочно-гранитная формации внутри зон вулканоплутонических поясов. Это значительно ограничивает прогнозно-металлогенические площади и способствует более целесообразному ведению поисковых или ревизионных работ. Следует также знать, что скарны, связанные с одной интрузивной формацией, резко отличаются от связанных с другой и по общим геолого-петрологическим особенностям, и по характеру концентраций редких металлов. Типичным примером бериллийсодержащих скарнов, связанных с гранодиоритовой формацией, является Каратюбинское (Сарыкольское) поле, аналоги которого широко распространены в горах Каратюбе (Джам, Туракуль и ряд мелких проявлений сходного, но однотипного состава).

Главная особенность размещения скарнов в районе - приуроченность их не столько к контактам гранитоидов с известняками, сколько к границам между сланцами и известняками в экзоконтактовой зоне батолита и его сателлитов. Скарнам присуща микроскопически различимая зональность в расположении агрегатов, которая прежде всего наблюдается по мощности рудных тел. При этом у всякого бока местами отмечаются скарны, обогащенные бериллийсодержащим крупношестоватым везувианом серовато-зеленых и коричнево-зеленых оттенков. В таких случаях ведущим минералом скарнов является везувиан, нередко образующий крупные кристаллы.

Помимо везувиана, в скарнах отмечаются моноклинные пироксены, гранаты (с большим содержанием гроссуляровой мо-

лекулы, по М.С.Кучуковой), полевые шпаты и кварц. По нашему мнению, везувиан – эпигенетический минерал скарновых зон, после которого здесь начинались интенсивные процессы метасоматоза (особенно массовое окварцевание).

Рассматриваемые скарны почти неизменно "заражены" бериллием, отмечаемым главным образом в везувианах и меньше в гранатах (вместе с рассеянным оловом и др.).

Таким образом, пегматиты, скарны, аплиты и другие жильные образования пространственно могут находиться в одном интрузивном массиве, но генетически они не связаны одними и теми же фазами интрузии. Они, безусловно, разновозрастные образования, доказательством чему могут служить различия вещественного состава и неоднородность вмещающей их среды.

З.А.Образцова, В.И.Данилевский, П.Ю.Ходанович

ФАКТОРЫ РУДНОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ СКАРНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ТАДЖИКСКОМ КАРАМАЗАРЕ

Историко-магматический фактор. На территории Карамазара скарны чаще всего образуются в области контакта осадочно-карбонатных толщ (D_2-C_1) и гранитоидных интрузий, возраст которых может существенно различаться. При этом скарны в области контакта с Кураминскими гранитоидами (C_2) вмещают промышленное полиметаллическое оруденение (Алтынтопкан, Кансай и др.) и не содержат скоплений редких металлов; скарны в области контакта с туранглинскими гранитоидами (P_1), кроме промышленных скоплений полиметаллов, содержат заметные количества молибдена и вольфрама (Туранглы, Орлиная Горка, Джангалык и др.); скарны в контактовой зоне Чорух-Дайронских гранитоидов (P_2) вмещают главным образом редкометалльные руды (Чорух-Дайрон, Янгикан и др.); скарновые рудопроявления Аштского района (Гудас-Ш и пр.) в области контакта с шайданскими гранитами (P_2-P_1) специализированы на вольфрам.

Пространственная связь повышенных концентраций редких металлов (в первую очередь вольфрама) с полями развития молодых субвулканических гранитоидных интрузий выступает как фактор первого порядка, определяющий интегральные закономерности пространственного размещения этого типа минерализации в регионе. Если учесть, что главная масса промышленного оруденения в Карамазаре сформировалась в раннетриасовое время, то рудную специализацию скарных месторождений можно, по-видимому, поставить в зависимость от структурно-геологического (и гипсометрического) уровня "проникновения молодых гранитоидных интрузий к моменту окончательного спада верхнепалеозойской магматической деятельности, когда стало возможным проявление (и сохранение) активной деятельности ру-

доносных растворов. В свою очередь формирование сравнительно крупных полнокристаллических гранитоидных интрузий на уровнях высоких структурных этажей верхнепалеозойских вулканических построек в обрамлении близких к ним по возрасту эффузивных пород определяется ходом предшествующего вулканического и интрузивного магматизма на данном участке территории, т.е. предисторией, обусловившей возникновение тепловыводящих каналов, послуживших путями подъема магмы поздних интрузий и впоследствии растворов. Участки скарново-полиметаллических и скарново-редкометалльных месторождений существенно различаются именно историей верхнепалеозойского магматизма.

Литолого-структурный фактор. Продвижение растворов на отрезке тепловыводящего канала, пространственно совпадающем с местоположением молодых гранитоидных интрузий, осуществляется в значительной степени по телу самих интрузий, в результате чего формируются "бескорневые" полевошпатовые метасоматиты, по всему объему породы переходящие выше в мощные зоны апогранитоидных метасоматитов околотрещинного типа (Чорух-Дайрон). Скарны при этом - частный вариант проявления минералообразующего процесса в специфических условиях контакта химически контрастных сред. Типичные для такой геологической позиции редкометалльные руды используют при размещении благоприятную структурно-геологическую обстановку, predeterminedенную наличием первичного контакта и сформированных в области этого контакта метасоматитов. Первичные породы молодых интрузий, через которые просачиваются растворы, характеризуются повышенной щелочностью, повышенными количествами аксессуарных (сфен, ортит, флюорит) и повышенным геохимическим фоном радиоактивных и редких элементов. При омывании растворами гранитоидных пород любого возраста, но повышенной щелочности формируются метасоматиты с редкометалльной минерализацией. При этом, однако, промышленные скопления редких металлов образуются только в связи с молодыми интрузиями. Влияние исходного состава пород на состав залегающих в них руд хорошо подтверждается сменой шеедитовой минерализации магнетит-халькопирит-молибденитовой и халькопирит-сфалерит-галенитовой при пе-

реходе минерализованных зон из гранодиоритов в андезиты (Чорух-Дайрон, Южный Янгикан) и далее в карбонатно-вулканогенную толщу (Северный Янгикан).

На скарново-полиметаллических месторождениях пути перемещения растворов не совпадают (в обозримом геологическом пространстве) с положением тел молодых гранитоидных интрузий типа Чорухдайронских или Шайданских. Положение канала фиксируется зонами разломов глубокого заложения и дайками. Формируются метасоматиты "околотрещинного" типа, в том числе скарны. Полиметаллическое оруденение концентрируется в скарнах. Редкометальное расплещено и в общем случае тяготеет к эндоконтактной зоне измененных гранитоидов. Концентрации редких металлов ничтожны. Локальные их скопления обусловлены благоприятным взаимодействием литологических (фаши гранитоидов повышенной щелочности) и структурных (перегибы контакта, структурные ловушки) факторов. В районах выводов молодых гранитоидов повышенной щелочности на территории полиметаллических рудных полей отмечены повышенный фон и отдельные проявления редких металлов (Новая зона месторождения Перевальное).

Фактор вертикальной зональности. Вертикальная зональность типично и наиболее полно проявлена на скарново-полиметаллических месторождениях Карамазара. Она выражается в смене на глубину свинцовых руд полиметаллическими и существенно цинковыми, затем медными, медно-висмутовыми, магнетитовыми (или пирротиновыми) и редкометальными. В частных случаях отдельные звенья этой цепи могут быть редуцированы. В зависимости от конкретной геологической обстановки под влиянием состава боковых пород схема зональности отдельных участков месторождений может усложняться за счет образования руд, не свойственных данному уровню глубинности. Такими магнетитовыми рудами верхних полиметаллических горизонтов Алтынтопканского месторождения, шеелитовые скопления среди полиметаллических руд "Скарновой зоны" Курусайского месторождения. Иногда вертикальная зональность трансформируется в горизонтальную. В Курусай-Туранглинском рудном поле смена в плане вольфрам-молибденовых парагенезисов медными

и затем полиметаллическими в общем соответствует "погружению" кровли Туранглинских гранитоидов.

Наблюдаемая зональность и возможные отклонения от интегральной ее схемы определяются влиянием состава боковых пород, эволюцией состава раствора в пространстве и структурными условиями рудоотложения. Это следует учитывать при оценке перспектив рудоносности конкретных скарновых проявлений, поскольку рудная специализация метасоматитов может оказаться следствием проявления зональности того или иного типа и порядка в данном объеме пространства.

В общем смысле рудные участки Чорухдайронских или Аштских рудных проявлений демонстрируют "низы" возможной колонки вертикальной зональности с гипертрофированно развитой редкометальной составляющей; соответственно Алтынтопкан, Курусай, Кансай в основном демонстрируют "верхи" такой колонки с гипертрофированно развитой полиметаллической составляющей. Такая рудная специализация скарнов, как мы уже пытались показать, обусловлена совокупностью причин более высокого порядка, чем частная зональность в пределах месторождений, а именно: особенностями развития магматизма конкретных участков территории Кармазара и металлогенической специализацией молодых субвулканических гранитоидных интрузий. При этом, однако, генетическую связь рудообразующих растворов с конкретными интрузивными телами в большинстве случаев следует исключать.

Л. А. Мирошниченко

**ФОРМАЦИИ КОНТАКТОВО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАЗАХСТАНА**

Формационный анализ контактово-метасоматических месторождений, отражающий взаимоотношения скарнов и оруденения, был выполнен В. А. Жариковым. В развитие этих представлений, в приложении к металлогении мы предлагаем следующую систематику метасоматических формаций, с которыми связано образование скарново-рудных месторождений Казахстана (таблица).

Метасоматическая формация	Структурный комплекс метасомат. формацией	Тип месторождения	Основной минеральный тип
Скарново-альбититовая	Эвгеосинклинальные	Железорудный	Магнетитовый Золото-магнетитовый Халькопирит-магнетитовый
	Миогеосинклинальные		Магнетитовый
Скарново-грейзеновая	Миогеосинклинальные	Оловорудный	Касситеритовый
		Редкометалло-полиметаллический	Халькопирит-галенит-сфалеритовый с висмутом, касситеритом, шеелитом или гельвином
		Вольфрамово-молибденовый	Шеелит-молибденитовый
		Фтор-бериллиевый	Магнетит-флюорит-гельвин-хризоберилловый
Скарново-пропитовая	Эвгеосинклинальные	Золото-медный	Золото-халькопиритовый Кобальтин-золото-молибденит-халькопиритовый

	Миогeosинклинальные	Свинцово-цинковый	Галенит-сфалеритовый
Скарново-березитовая	Вулканогенных поясов	Золото-серебряный	Золото-серебряный (самородное серебро)

Принципиальную основу систематики формаций составляют рудно-метасоматические процессы, следующие за скарнированием. Качественный состав и масштабы рудной минерализации тесно связаны с геологическими условиями проявления формаций. Для эвгеосинклинальных комплексов характерны скарново-альбититовая и скарново-пропилитовая формации, сопровождающиеся скоплениями железных и золото-медных руд. Усложнение состава руд (молибден, кобальт, никель, фосфор и т.п.) происходит за счет провинциальных литогеохимических особенностей вмещающих пород (наличие ультрабазитов, фосфоритоносных отложений и т.п.). В миогeosинклинальных комплексах с этими формациями связаны редкие мелкие скарновые поля с железным и свинцово-цинковым оруденением. Скарново-грейзеновая формация строго ограничена районами развития миогeosинклинальных комплексов. С этой формацией повсеместно ассоциируют месторождения редких металлов, часто конвергентного типа. К последним принадлежат редкометалльно-полиметаллические и фтор-бериллиевые (с магнетитом) типы, объясненные происхождением процессу метаморфической экстракции грейзенизирующими растворами рудных компонентов (свинец, цинк, железо) вмещающих пород или стратиформных залежей. Редкий промышленный тип в Казахстане - золото-серебряные месторождения скарново-березитовой формации с оригинальными по составу бустамит-золото-серебряными штокверками в вулканогенных породах. По сумме геологических данных размещение месторождений различных формаций с контрастным составом руд в скарнах объясняется геохимической специализацией вмещающих комплексов пород, послуживших источниками минерального вещества. Поэтому по природе рудного вещества месторождения всех выделенных формаций относятся к метаморфогенным, а по способу образования - к метаморфическим (преобладают) и магматическим (плутогенным), связанным с послемагматическими погонами чалтингенных интрузивных пород.

А. С. Курбанов

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ СООТНОШЕНИЯ СКАРНОВО-И КВАРЦЕВО-ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗИРАБУЛАК-ЗИАЭТДИНСКИХ ГОР (ЗАПАДНЫЙ УЗБЕКИСТАН)

В Зирабулак-Зиаэтинских горах широко распространены скарново-рудные и кварц-золоторудные месторождения, возрастные и генетические соотношения которых все еще не выяснены.

В данной работе предлагается генетическое разделение (разграничение) оруденений золота, связанных со скарнами и собственно гидротермальной деятельностью.

Природа процесса скарново-золоторудного этапа, рудоносность поздних минералогических ассоциаций пироксенов-рудной (Ш) стадии, выпадение основной массы медно-золоторудного оруденения в IV-V стадиях скарново-рудного этапа и локализация ведущего оруденения только в пределах самих скарновых тел указывают на совершенно иной тип месторождения Рабинджан - единственного пока представителя среди скарново-рудных месторождений Зирабулак-Зиаэтинских гор.

Данный этап мы именуем медно-золоторудным (по названию ведущих продуктивных элементов в Ш-V стадиях) и выделяем как самостоятельное оруденение - "оруденение скарнового этапа", подобно термину "оруденение скарновой стадии", предложенному Л.И.Шабыниным (1969).

Поскольку ведущая рудная минерализация месторождения Рабинджан образуется в скарново-гидротермальном этапе, а не в последующих стадиях типичного собственно гидротермального этапа (VI-VIII стадии), мы предполагаем самостоятельность скарново-медно-золоторудной формации и ее формирования в целом. Следовательно, гидротермальный этап месторож-

дения Рабинджан, охватывающий кварц-мышьяково-золоторудную (VI), кварц-флюорит-теллуридовую (VII) и кварц-карбонатную (VIII) стадии, по-видимому, — самостоятельный рудообразующий этап, отличающийся от предыдущего прежде всего пространственным расположением тел по отношению к вмещающим (скарны и другие разновидности) породам, обособлением их во времени (признаки предстадийных тектонических нарушений) и характером выпадения резко различных минералогических (главным образом железо-мышьяковые соединения) ассоциаций.

Таким образом, скарново-золоторудный (скарново-гидротермальный) и гидротермальный этапы — последовательные образования, формирующиеся из единого постмагматического источника, обусловленные проявлением субвулканических тел дацитового состава и относящиеся к единой скарново-медно-золоторудной формации. Кварц-золоторудное оруденение месторождений Кара-Кутан, Джилан-сай и другие, гидротермальный генезис и аналогичная кварц-арсенопирит (золоторудная минералогическая ассоциация самостоятельны по времени и условиям формирования и связаны с более поздней интрузивной деятельностью. Между ними существуют ясно выраженные, конкретные генетические разграничения. Так, в районе развития месторождений кварц-золоторудной и кварц-анкерит-золоторудной формаций золотоносные тела сравнительно мощны и выдержаны по простиранию. На месторождении Рабинджан продукты собственно гидротермального этапа представлены только прожилками.

Если среди скарновых залежей прожилковые тела в основном состоят из кварц-золото-пирит-арсенопиритовой минералогической ассоциации, то в месторождениях Кара-Кутан и Джилансай арсенопирит считается одним из ведущих носителей золота и сопровождается пиролюзит-манганитовой ассоциацией.

В стадиях арсенопиритовой минерализации гидротермальных этапов скарново-медно-золоторудной формации установлено и геохимическое различие. Ведущие элементы-примеси кварц-мышьяково-золоторудной (VI) стадии гидротермального этапа месторождения Рабинджан — марганец, титан, ванадий,

никель, кобальт, олово, висмут, стронций, сурьма и кадмий; а элементы-примеси кварц-сульфидной (IV) стадии гидротермального этапа месторождений Кара-Кутан и Джилан-сай - ванадий, кобальт, хром, вольфрам, молибден, медь, свинец, цинк, сурьма, торий, скандий, кадмий, стронций и индий.

В результате анализа продуктов остальных стадий минералообразования выявлена аналогичная минералогическая и геохимическая независимость при образовании двух генетически разных типов золоторудных месторождений.

Таким образом, минералогические ассоциации, образованные на скарпово-гидротермальном и гидротермальном этапах скарно-медно-золоторудной формации, не свойственны месторождениям кварцево-золоторудной и кварцево-анкерит-золоторудной формаций. Между ними существуют пространственное, временное, минералого-геохимическое, морфологическое и магматическое четко выраженные генетические разграничения.

Л.З.Палей, Р.И.Ярославский

ЗОЛОТОНОСНЫЕ МАГНЕТИТОВЫЕ СКАРНЫ СЕВЕРНОГО
НУРАТАУ - НОВЫЙ ТИП МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ЗАПАДНОМ
УЗБЕКИСТАНЕ

Рассматриваемое оруденение приурочено к экзоконтактной зоне Темиркабукского интрузива и расположено в карбонатных толщах S и C_2 . Породы (габбро-диориты, диориты), с которыми генетически связана минерализация, характеризуются повышенной щелочностью, низкой железистостью фемических минералов и ничтожным содержанием акцессорного магнетита.

В результате анализа распределения золота в породах и породообразующих минералах установлена двойственность в поведении элемента, которая, вероятно, предопределила его дальнейшее поведение в контактово-метасоматических и постмагматических процессах. Содержание золота уменьшается от габбро к гранодиоритам (проявление элементом сидерофильных свойств), а минералами-носителями (нередко и концентраторами) являются сиалические минералы, сосредоточивающие 49-94% всей массы элемента (проявление сиалических свойств).

Магнетитовые руды образуют мелкие гнезда, линзы, пропластки мощностью 0,05-0,6 м и протяженностью до 1,5-2,0 м и в перекристаллизованных известняках, и в скарнах, среди которых наиболее распространены гранатовые и эпидот-гранатовые разности. Золото в рудах свободное, тонкодисперсное, формирование магнетитовых скарнов и золото в них связаны единым генетическим процессом.

Образование золотосодержащих магнетитовых скарнов - пример проявления правила полярности в развитии магматизма и его продуктов, асимметрии геохимической и металлогенической специализации габбро-гранитной серии.

При центриклинальном падении контактов массива возможно обнаружение более крупных рудных тел на глубине. В связи с этим представляется целесообразным постановка геолого-геофизических работ.

А.Каххаров

ЭТАПЫ МИНЕРАЛИЗАЦИИ СКАРНОВО-ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ РЕЖИМА
КИСЛОТНОСТИ-ЩЕЛОЧНОСТИ ПОСТМАГМАТИЧЕСКИХ
РАСТВОРОВ

Скарны с железорудной минерализацией региона формировались в широком интервале геологического времени. Они отчетливо разбиваются на ранние, связанные со средне-верхнекарбонowymi интрузиями гранодиорит-адамеллитового состава, и поздние, проявленные в связи с верхнекарбонowo-нижнепермскими интрузиями, усредненный состав которых соответствует граниту (биотитовые, лейкократовые, аляскитоидные граниты). Отличительные особенности указанных разновозрастных скарново-железорудных проявлений рассмотрены в ранее опубликованных нами работах (6-9). Не останавливаясь на отдельных деталях этих вопросов, отметим следующие.

Скарны повсеместно размещаются на контактах гранитоидных интрузий отмеченных возрастных групп с мраморами и мраморизованными карбонатными породами C_1 ; скарнируются и карбонатные, и гранитоидные породы. Тела скарнов почти всегда обладают зональным строением, свидетельствующим о закономерном изменении химического состава исходных пород в процессе скарнообразования. Основная масса руд локализуется в алдоскарнах, образовавшихся за счет карбонатных пород, а автоскарны, формировавшиеся по гранитоидным породам, практически безрудны. Руда в основном массивная, а переход между массивными рудами и практически безрудными скарнами обычно постепенный и совершается через зоны пятнистых и вкрапленных руд. Подавляющая масса скарнов относится к биметасоматическому типу. По морфологии скарново-рудные тела линзовидные, гнездообразные и пластовые. Часто в пре-

делах одного и того же рудопроявления или участка можно наблюдать сочетание отмеченных форм. По ведущим экономически важным рудным минералам выделяются скарны с магнетитовым, магнетитово-редкометалльным и гематитовым типами руд, при этом первый тип характерен для ранних, второй - для поздних возрастных групп скарнов, а третий отмечается в той и другой, но имеет резко подчиненное значение.

В скарново-магнетитовых месторождениях рассматриваемого региона части наложения минералов одних процессов на продукты других. На раннеобразованные минеральные ассоциации собственно скарново-магнетитового процесса накладываются минералы более поздних скарново-полиметаллического (Курбанкол, Туранглы), кварцево-полиметаллического, кварцево-баритово-флюоритового (Туранглы), арсенопиритово-висмутитового и кварцево-карбонатно-полиметаллического (Чокадамбулак), медно-молибденового (Янги-Кан), редкометалльного (Саргардон, Анаульган-Каракызская группа) и других образований. Все это осложнило взаимоотношения между отдельными минералами (особенно повторно отлагающимися) и минеральными ассоциациями. Поэтому составить для этих месторождений сводную схему последовательности образования минералов весьма трудно. Учитывая это, мы рассматривали последовательность образования минералов главным образом на примере ранних собственно скарново-магнетитовых месторождений. При анализе минеральных ассоциаций этих месторождений мы старались сначала установить последовательность выделения не отдельных минералов, а минеральных ассоциаций или парагенезисов, затем (по возможности) взаимоотношения отдельных минералов в пределах этих ассоциаций.

Анализ собранных нами материалов показал, что минералогический состав всех рассматриваемых здесь скарново-железорудных месторождений весьма близок, что, видимо, обусловлено образованием их в сходных геологических условиях.

Месторождения формировались на протяжении четырех последовательно сменяющих друг друга этапов минералообразования, представляющих отдельные отрезки единого после-

магматического гидротермального процесса, отвечающие постепенному снижению температуры и закономерному изменению режима кислотности-щелочности послемагматических растворов во времени: силикатный, магнетитовый, кварцево-сульфидный и кварцево-карбонатный.

Первые два из них характеризуют формирование собственно-скарнового процесса и сопутствующего ему магнетитового оруденения, а последние-продуктов, наложенных на скарны с магнетитом последующих процессов и гистерогенного разложения первично-скарновых минералов в стадии кислотного выщелачивания.

Силикатный этап, непосредственно сменяющий магматический, характеризуется образованием биметасоматических известковых скарнов и соответствует наиболее высокотемпературной фации раннещелочной стадии (2,3,12) послемагматического гидротермального процесса. Наиболее ранний минерал силикатного этапа - волластонит, сохранившийся на флангах скарновых зон. Затем следует пироксен, отвечающий по составу диопсиду ($\text{Di}_{93}\text{Гед}_7$) и диопсидгеденбергиту ($\text{Di}_{35-42}\text{Гед}_{50-60}$) с незначительной примесью молекул иогансенита (0,5-3%) и авгита (3-5%), потом гранат-1, сливной, изотропный, часто перекристаллизовывавшийся в крупнокристаллическую аномальную разность (гранат-2). По составу эти гранаты соответствуют обычно андрадиту с примесью (от 5-10% мол. в гранате -1 до 15-20% мол. в гранате-2) гроссуляровой молекулы. При этом менее железистые разности пироксенов и гранатов характерны для автоскарнов и скарноидов, образовавшихся соответственно по гранитоидным и известково-силикатным породам, а железистые - для скарнов, развитых за счет мраморов и мраморизованных известняков.

Корреляция железистости гранатов и пироксенов оказалась для них весьма близкой и обычно не превышала 0,05. Эти данные дают основание отнести скарны изученных нами месторождений в целом к фации пониженной щелочности (3,4).

Магнетитовый этап следует непосредственно за скарновым и завершает раннещелочную стадию. Он характеризуется

отложением сопутствующего скарнам магнетитового оруденения. В пределах отдельных месторождений отмечается и локальное выпадение некоторого количества домагнетитового гематита, позже превращенного в магнетит (мушкетовит). При этом магнетит почти всегда в первую очередь развивается по неразложному массивному изотропному гранату (гранат-1) и лишь по мере усиления процесса охватывает анизотропные разности (гранат-2). Положение это очень хорошо прослеживается при развитии магнетита по зональному гранату, состоящего из чередующихся полос аномального и изотропного разностей. В таких зернах при полном замещении магнетитом изотропных полос анизотропные практически остаются не затронутыми или лишь частично замещенными. Полное замещение последних происходит лишь в определенных условиях и свидетельствует о значительной продолжительности и интенсивности привноса железа. Этап обычно завершается выделением незначительного количества пирита (Пи-1), взаимоотношение которого с магнетитом не везде установлено однозначно: в одних случаях пирит заполняет пустоты в магнетите и замещает его, в других, наоборот, магнетит отлагается между идиоморфными кристаллами пирита. По-видимому, выделение магнетита и пирита-1 по времени было близким и зависело от изменения в растворе режима кислорода и серы. Массовое осаждение железа на данном этапе, вероятно, связано, во-первых, с возрастанием концентрации его в растворе, во-вторых, как показано Д.С. Коржинским (П) и В.А. Жариковым (2), - с уменьшением растворимости (следовательно, и подвижности) железа при понижении температуры, а также нейтрализации растворов, что характерно для конечных этапов ранней щелочной или начала кислотной стадии, когда возрастание кислотности растворов вызывает серию реакций замещения более сильных оснований более слабыми с образованием окисных (магнетит), сульфидных и карбонатных руд (5). В данном случае последнему положению придается главное, определяющее значение.

Поскольку повышение концентрации железа в растворах во времени - характерная черта скарного процесса, то отложе-

ние магнетита мы рассматриваем как процесс, тесно связанный со скарновым, закономерно сменяющим последний во времени.

Кварцево-сульфидный этап, объединяющий кислотную и позднещелочную стадии, по Д.С.Коржинскому, начинается в связи с заметным падением температуры и фиксируется, как правило, разложением и замещением пироксенов амфиболом (тремолит-актинолитового состава), гранатов - эпидотом, кварцем, карбонатом и железным блеском, окислением магнетита и частичным окварцеванием скарново-рудных зон и около-скарновых пород. Затем следует пирит-2, небольшое количество халькопирита, реже сфалерита и галенита.

Выделение эпидота, по-видимому, было продолжительным. Наряду с более ранними мелкозернистыми его разновидностями отмечены и поздние крупнозернистые, составляющие основную массу эпидота и слагающие широко развитые кварцевые эпидозиты и эпидотово-гранатовые скарны. Эпидот явно младше магнетита и заполняет пустоты и пространство между его зернами, но старше сульфидов.

Взаимоотношение зернистого кальцита и кварца с сульфидами не совсем ясно: в одних случаях устанавливается ранний возраст кальцита и кварца, в других - сульфидов. Видимо, выделение их по времени было близким или чередовалось. Несомненно, в период формирования рассматриваемых месторождений проявилась не одна генерация кварца и кальцита, однако отличить их друг от друга (за исключением жильных их образований) трудно. Проявление данного этапа, сменяющего магнетитовый в процессе формирования скарново-железородных месторождений, было кратковременным. Сульфиды отлагались повсеместно и незначительно.

Минерализация рассматриваемого этапа наиболее полно и раньше по времени проявилась в поздних скарново-железородных месторождениях. Это, видимо, обусловлено кислым составом пород массивов, с которыми она связана и выражена в альбитизации, грейзенизации, окварцевании, сопровождающимися редкометальным (в основном олово) и флюоритовым

оруденениями. Зоны максимального проявления указанных процессов и скарнирования здесь часто не совпадают. Максимумы первых обычно располагаются в зоне эндоконтакта, а последних — экзоконтакта. В случаях их пространственного совмещения обычно образуются своеобразные, сложные по составу наложенные типы месторождений, представляющие интерес как месторождения с комплексным железорудно-редкометальным оруденением. Часто масштабы процессов альбитизации и грейзенизации с редкометальной и флюоритовой минерализациями значительно превышают масштабы собственно скарново-магнетитового процесса (Анаульган-Каракизская группа, Саргардон, Баркрак), и в этом случае эти месторождения по составу ведущего оруденения становятся редкометальными. Таким образом, в скарново-железородных месторождениях Чаткало-Кураминского региона отчетливо намечается зависимость интенсивности проявлений отдельных этапов (стадии) послемагматического гидротермального процесса в основном от состава родоначальной интрузии. Наиболее полно процессы ранней щелочной стадии с завершающей ее магнетитовой (гематитовая) минерализацией проявились в связи с массивами повышенной основности (гранодиорит-адамеллитовая формация), а кислотной — с массивами повышенной кремнекислотности (гранит-аляскитовая формация).

Кварцево-карбонатный этап, завершающий формирование рассматриваемых месторождений, соответствует по времени заключительной нейтральной стадии Д.С. Коржинского. Данному этапу предшествуют интенсивные тектонические движения и внедрение многочисленных пегматоидных и аплитовидных жил и даек. Минерализация отлагается в пустотах и открытых трещинах зоны скарново-рудных тел и за пределами их при отсутствии или ничтожной роли метасоматоза. Этап завершается выделением бедных рудными минералами (галенит, клейофан) или безрудных карбонатных, карбонатно-баритовых (ранние скарново-железородные месторождения), карбонатно-флюоритовых (поздние скарново-железородные месторождения) жил и прочих низкотемпературных образований. В пределах отдельных месторождений характерно осаждение значительного количества круп-

нокристаллического кальцита с некоторым количеством кварца и ассоциирующегося с ними крупнокристаллического железного блеска. В результате сопоставления последовательности выделения минералов и их кислотно-основных характеристик выявлено отчетливое изменение кислотности-щелочности растворов не только от этапа к этапу в целом, но и в пределах отдельных этапов. В частности, возрастание кислотности растворов наглядно фиксируется для скарнового и сменяющего его магнетитового этапов по обычной последовательности образования скарновых минералов и магнетита, совершающегося с замещением катионов более сильных оснований (Ca, Mg) катионами более слабых (Fe^{2+} , Fe^{3+}). Выделение некоторого количества домангнетитового гематита с более высокой кислотно-щелочной характеристикой в пределах отдельных месторождений, видимо, вызвано сильноокислительной обстановкой, проявляющейся локально в отдельных участках зоны контакта вследствие образования некоторого количества чистого CO_2 в процессе химического взаимодействия известняков с последующими магматическими растворами (I). С другой стороны, это свидетельствует о значении валентности ранее накопленного железа и доказывает близость процессов скарнообразования и рудоотложения при наличии более высокого потенциала кислорода (IO), накопленного в процессе разложения аниона CO_3 , входящего в состав кальцита. Подмеченное некоторое увеличение щелочности растворов в начале кварцево-сульфидного этапа по отношению к концу предыдущего магнетитового этапа, завершающегося выделением некоторого количества пирита-I, видимо, связано с разложением и выщелачиванием первичных скарновых минералов и замещением их эпидотом, амфиболом тремолит-актинолитового ряда, кальцитом, железным блеском и другими гистерогенными минералами с завышенными кислотно-основными характеристиками. Затем следует окварцевание скарнов, подчеркивающее резкое окисление растворов. Последующее последовательное отложение сульфидов - пирита, сфалерита с обильной эмульсионной вкрапленностью халькопирита, затем зернистого халькопирита и галенита с кальцитом фиксирует уже постепенное уменьшение кислотности растворов (3).

В кварцево-карбонатный этап растворы имели нейтральный характер, о чем свидетельствуют проявления безрудных карбонатных, карбонатно-баритовых, карбонатно-флюоритовых и кальцитово-гематитовых жил и гнезд.

Однако следует подчеркнуть, что такое четкое выделение отдельных этапов минерализации возможно лишь в месторождениях, сформировавшихся в процессе эволюции одного послемагматического гидротермального процесса, проявленно-го в связи с одним этапом (или фазой) магматической деятельности.

В месторождениях с пространственным совмещением минерализаций двух и более гидротермальных процессов, связанных с постмагматической деятельностью интрузий различных этапов или фаз, взаимоотношение между минеральными ассоциациями и отдельными минералами (особенно повторно отлагавшимися) исключительно осложнено. В частности, в скарново-железородных месторождениях с наложенной скарново-полиметаллической или другой минерализацией выделение этапов минерализации соответствующих отдельным процессам гидротермальной деятельности только на основе кислотно-щелочной эволюции растворов не всегда возможно. В таких случаях необходимо учитывать и геологические признаки, в частности взаимоотношение магнетитового оруденения с наложенным высокотемпературным сульфидным и сопровождающей его андрадитизацией магнетитовых скарнов.

Л и т е р а т у р а

1. Б е т е х т и н А.Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. В кн. "Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях", М., Изд-во АН СССР, 1955.
2. Ж а р и к о в В.А. Некоторые закономерности метасоматических процессов. В сб. "Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании", М., Изд-во "Недра", 1966.

3. Ж а р и к о в В.А. Скарновые месторождения. В сб. "Генезис эндогенных рудных месторождений", М., Изд-во "Недра", 1968.
4. Ж а р и к о в В.А. Скарны и рудообразование. В сб. "Проблемы метасоматизма", Тр. II конференции по околорудному метасоматизму, М., Изд-во "Недра", 1970.
5. Ж а р и к о в В.А. и О м е л ь я н е н к о Б.И. Некоторые проблемы изучения изменений вмещающих пород в связи с металлогеническими исследованиями. В сб. "Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов", М., Изд-во "Недра", 1965.
6. К а х х а р о в А. Сравнительная характеристика скарново-магнетитовых и скарново-полиметаллических месторождений Ю-З части Кураминского хребта. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1958.
7. К а х х а р о в А. О разновозрастных магнетитовых скарнах в Юго-Западной части Кураминского хребта. ДАН УзССР, 1960, № 2.
8. К а х х а р о в А. Скарново-рудные формации Чаткала и прилегающих к нему районов и некоторые особенности распределения в них примесей химических элементов. "Узб. геол. журн", 1964, № 6.
9. К а х х а р о в А. О многовозрастности рудной минерализации Чаткало-Кураминского региона (на примере скарново-железородных и скарново-полиметаллических месторождений). В сб. "Итоги петрометаллогенических исследований", Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1972.
10. К о б з а р ь П.Н. Метасоматоз на магнетитовых месторождениях Тургайского прогиба, Алма-Ата, КазИМС, 1966.

ж и н с к и й Д.С. Очерк метасоматических процессов. В кн. "Основные проблемы в учении о магматических рудных месторождениях, М., Изд-во АН СССР, 1955.

ж и н с к и й Д.С. Общие закономерности пост-магматических процессов. В сб. "Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании", М., Изд-во "Недра", 1966.

ГУ. ВОПРОСЫ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ И ОЦЕНКИ СКАРНОВО- РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

УДК 553.064.32.044(575)

Ю.С.Шихин, М.Е.Запрометов, В.И.Поминальный

ПРИНЦИПЫ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ СКРЫТЫХ СКАРНОВО- РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Для прогноза скрытых скарново-рудных месторождений необходимо: изучить взаимоотношения скарнов с оруденением; проанализировать связи пространственного размещения скарново-рудной минерализации с геологическими факторами; дать экстраполяцию рудоконтролирующих структурно-геологических элементов на глубину, прогноз и количественную оценку глубинного оруденения по факторам. Методические основы прогноза скарново-рудных месторождений для Средней Азии впервые разработали А.В.Королев и П.А.Шехтман при участии Н.В.Нечелюстова, В.Э.Пояркова, Н.Д.Ушакова, В.А.Терентьева, В.А.Королева, Ю.С.Шихина и др. на примере Чорухдайронского, Ингичкинского, Койташского, Кургашиканского, Алтынтопканского рудных полей.

Выделены месторождения, залегающие на глубине и еще не вскрытые эрозией (собственно скрытые) и частично размытые, но перекрытые более молодыми отложениями. Особенности их прогнозирования мы рассматриваем на примерах участков скрытого полиметаллического оруденения Дудодарон и перекрытого вольфрамового оруденения Шапталн в Кармазаре.

Прогнозный участок Дудодарон расположен в Юго-Западном Кармазаре. Но геологической позиции он аналог полиметаллического месторождения Туранглы. Скарново-рудные залежи Туранглы размещаются в висячем, северо-восточном соку Акчагалынского разлома, выполненного удлиненным

массивом диоритов и субвулканическими телами кварцевых порфиров, в крутопадающем контакте последних с известняками нижнего карсона. Развитие скрытых залежей пироксеновых скарнов с наложенным полиметаллическим оруденением ожидается со стороны лежащего бока того же разлома на обратном контакте известняков с субвулканическими телами кварцевых порфиров, в месте их перехода к покровной форме залегания. Наличие благоприятных структурных предпосылок на глубине установлено по геологическим признакам (положение субвулканических тел, эрозийные окна, тектонические "пакеты" и ксенолиты известняков в эффузивах), присутствие скарново-рудных тел — по минералогическим и геохимическим индикаторам. В плане прогнозная проекция скарново-рудных тел образует полосу северо-западного простирания длиной до 3 км, глубина их залегания под эффузивами — от 50 до 300 м.

Прогнозный участок Шапталы в северо-восточных предгорьях гор Могол-Тау соответствует северо-западному продолжению рудоконтролирующих структурных элементов скарново-шеелитового месторождения Чорухдайрон, смещенных к юго-западу по крупным сдвигам северо-восточного простирания и перекрытых комплексом более молодых мезо-кайнозойских отложений Мирзарабадской депрессии. Ожидаемый тип минерализации — жильные скарны инфильтрационного типа и полевошпатовые метасоматиты с шеелитом в локальных структурах северо-восточного простирания среди кварцевых монцитов чорухдайронского интрузивного комплекса. Соотношение оруденения со скарнами оценивают как близкоодновременное, с незначительным отставанием во времени шеелитовой минерализации. В основу прогноза положен количественный анализ структурно-литологических факторов размещения оруденения в обнаженной части рудного поля по данным площадного изучения металлоносности зон рудоконтролирующих разломов. В результате полученных оценок определена ведущая роль пяти геологических факторов в размещении оруденения (в порядке относительной значимости): литолого-петрографический тип вмещающих пород, структурная позиция рудных тел в блоковой тектонической структу-

ре, условия залегания рудовмещающих трещин, принадлежность трещин к определенным системам и порядкам, относительная глубина формирования скарново-рудных жил. Экстраполяцию рудоконтролирующих структурных элементов проводят путем определения векторов смещения по главным разломам, отделяющим закрытую часть площади от открытой, и реставрации тектонической структуры под покровом рыхлых отложений с учетом данных геофизических исследований и единичных буровых скважин. Для контроля построений используют данные оптического моделирования тектонических структур, выполненного совместно с В.А.Королевым и Ш.Д.Фахтуллаевым в лаборатории САИГИМСа. Прогноз производили путем количественной оценки выделенных геологических позиций по совокупности факторов, отбраковки и выделения наиболее перспективных участков. Участок Шапталы предложен в качестве первоочередного объекта постановки поисково-разведочных работ. Бурение подтвердило наличие широких проявлений скрытого вольфрамового оруденения ожидаемого типа, в предусмотренной прогнозом позиции и на ожидаемой глубине.

Главные принципы прогнозирования скрытых скарново-рудных месторождений послемагматического типа основаны на генетических особенностях высокотемпературных минеральных образований (ведущая роль метасоматического замещения, решающее влияние состава вмещающих пород, меняющийся характер парагенетических взаимоотношений оруденения со скарнами, значительная глубина формирования). Прогноз основан на анализе и количественной оценке структурно-литологических факторов с геометризацией соответствующих им геологических элементов на глубине. Особенности прогноза перекрытых месторождений определяются сложностью экстраполяции факторов, требующей использования специальных методов, а также невозможностью прямого использования геологических критериев глубинной структуры, минералогических и геохимических индикаторов. Полученный опыт прогнозирования скрытых скарново-рудных месторождений доказывает принципиальную возможность не только предвидеть по сочетанию геологических условий их наличие на глубине, но и предсказать минеральный состав, морфологический тип и возможные масштабы оруденения.

В. А. Воронич

ТАКСОНЫ СКАРНОВО-РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
СРЕДНЕЙ АЗИИ И ИХ ПРИЗНАКОВ

Средняя Азия – интересная скарново-рудная провинция, в которой сосредоточено большое количество скарновых месторождений и проявлений, разнообразных по минералогическому типу, морфогенезису, условиям образования и характеру локализованного в них оруденения.

Приведенные в статье сравнительные данные – лишь начало исследования вопроса, который, нам кажется, следует развивать. Они могут служить удобной основой для решения различных задач с помощью математики и ЭВМ, в особенности при значительно увеличенном числе признаков. Но и без математической обработки подобная систематизация признаков удобна для восприятия главнейших особенностей не только скарново-рудных, но и любых месторождений.

Все скарново-рудные месторождения Средней Азии, за исключением Чорух-Дайрон (скарново-шеелитовые тела в гранитоидном массиве), – контактовые или контактово-инфильтрационные^Х. Различают три основных таксона по типу руд – шеелитовый (А), свинцово-цинковый (Б), магнетитовый (В). Приведенная упорядоченность признаков по каждому таксону выявляет основные их различия (таблица). Для стратиграфической группы признаков: месторождения А сосредоточены главным образом в породах верхнего девона, месторождения Б – в силурийских; для структурных признаков: все месторождения, кроме Ирису, приурочены к антиклинальным постройкам,

^Х По данным В.Ф.Чухрова, Чорух-Дайрон также относится к контактовым, в котором карбонатные породы, находившиеся сверху, уничтожены эрозией.

Сравнение основных признаков скарновых месторождений Средней Азии

Место- рождение	Возраст кп			Приуроч.к		Контакт кпс		Состав кп			Состав скарнов				
	си- лур	де- вон	кар- бон	яд- ру	кря- льям	интру- эвв.	дай- ками	изве- стн.	доло- мит.	пе- стр.	ге- денб	са- лит	диоп- сид	грос- сул.	анд- рад.

А. Щеелитовые

Ингичке	I	0	0	I	0	I	0I	I	I	0	I	0I	0	I	0I
Койташ	0	0	I	0	I	I	0	I	0	I	I	0	0	I	0I
Лянгар	I	0	0	I	0	I	0	I	0	0I	I	0I	0I	I	0I
Яхтон	I	0	0	0	I	I	0	I	I	0I	I	0I	I	I	0I
Чаштепе	I	0	0	I	0	I	0	I	0	I	0I	0I	0	I	0I
Джилау	I	0	0	I	0	I	0	0	I	I	I	I	0	I	0I
Майхура	0	0	I	I	0	I	0	I	0	I	I	0I	0	I	0I
Кумбель	0	0	I	0	I	I	0	I	0	I	0I	I	0I	0I	I
ч.в.	62	0	38	52	38	100	0	88	25	62	$\frac{75}{25}$	$\frac{25}{75}$	$\frac{12}{88}$	$\frac{88}{12}$	$\frac{12}{88}$

216

Б. Полиметаллические

Алтын- топкан	0	I	0I	0	I	0	I	0I	0	I	I	I	0I	I	0I
Курган- шанкан	0	I	0	0	I	0	I	0I	0	I	0I	I	0I	I	0I
Чал-ата	0	I	0	0	I	0	I	0I	0	I	0I	I	0	I	0I

Курусай	0	I	0	0	I	0	I	0I	0	I	0I	I	0	I	0I
Мышик-кол	0	0	I	0	I	0	I	I	0	0I	0I	I	0	I	0I
Ташбулак	0	I	0	0	I	0	I	0I	0	I	0I	I	0	I	0I
ч.в.	0	83	$\frac{17}{17}$	0	100	0	100	$\frac{17}{83}$	0	$\frac{83}{17}$	$\frac{17}{83}$	100	$\frac{0}{34}$	100	$\frac{0}{100}$

В. Магнетитовые

Сусинген	0	0	I	0	I	I	0	I	0I	I	0	I	I	0I	I
Ирису	0	0	I	I ^x	0	I	0	I	0	I	0	0I	I	0I	I
Туранглы	0	0	I	0	I	I	0I	I	0	I	0	0I	I	0I	I
Аткулак	0	I	0	0	I	I	0I	I	0	I	0	0I	I	0I	I
ч.в.	0	25	75	25	75	100	$\frac{0}{50}$	100	$\frac{0}{25}$	100	0	$\frac{25}{75}$	100	$\frac{0}{100}$	100
Общая ч.в.	28	33	39	33	67	67	$\frac{33}{17}$	$\frac{67}{28}$	$\frac{17}{5}$	$\frac{78}{17}$	$\frac{39}{32}$	$\frac{39}{44}$	$\frac{28}{22}$	$\frac{72}{28}$	$\frac{28}{72}$

217

Примечание. 0 - признак отсутствует; 0I - мало развит; I - решающее значение;
ч.в. - частота встречаемости; в знаменателе - ч.в. для 0I; x - крыло антиклинали.

при этом четко обособлены месторождения Б, локализующиеся только на крыльях этих построек; месторождения В обособлены и по литологической группе признаков - для них главным является пестрый состав карбонатных пород; для структурно-магматических признаков: А и В локализованы на контакте карбонатных пород (кп) с интрузивами, Б - только на контакте кп с дайками (одна из важнейших генетических особенностей); среди минералогических признаков обособляются месторождения В, тяготеющие к скарнам преимущественно диопсидового состава.

Подобные сравнительные данные при условии их большого количества могут стать основой для выявления меры сходства, нахождения весов значимости признаков, определения сферы их влияния и т.д.

Частота встречаемости признака по каждому из таксонов позволит визуально определить их различающие и отождествляющие свойства и будет служить исходом для выявления меры аналогии, нахождения весов значимости (информативность) признаков, что в свою очередь явится основой для прогнозных построений.

С.И.Исадуллаев, А.З.Юлдашев

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОЛОВОНОСНЫХ СКАРНОВ
ЮЖНОГО УЗБЕКИСТАНА И ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ОРУДЕНЕНИЯ

Формирование оловянного оруденения связано с процессами тектоно-магматической активизации региона в позднегерцинское время. Месторождения расположены в экзоконтактовой части верхнепалеозойских гранитов и представлены кулссобразными скарново-рудными залежами, приуроченными к трещинным зонам олизишротной ориентации. Слагающие залежь руды относятся к скарновому типу касситерит-силикатно-сульфидной формации. Рудная минерализация обычно наложена на более ранние гранат-магнетитовые и магнетитовые скарны, развивающиеся по кремнисто-карбонатным породам докемория и нижнего карбона.

При изучении данных химического и спектрального анализов керновых и бороздовых проб было установлено, что процесс рудообразования сопровождался интенсивным перераспределением компонентов с мобилизацией и выносом их из определенных участков вмещающих пород с отложением в благоприятных структурах и породах. Сопутствующие олову в рудных телах элементы - W, Zn, Cu, Mo, реже Bi, In, Ge, Au и другие - слагают положительные ореолы, которые не уходят далеко в сторону от рудных тел и сравнительно редки в надрудных горизонтах. Большая группа элементов, входящих в виде примеси в комплекс "спутников" оловянного оруденения (Pb, Mn, Ag, Ti, Cr, V, Sb, Ba и др.), образует в наиболее продуктивной части рудной зоны значительные по размерам отрицательные ореолы (зоны выноса). Положительные ореолы этих элементов имеют максимально эффективные площади, главным образом в висячем и лежащем боку рудной зоны, где они слагают комплексные ореолы, уходящие далеко вверх по восстанию в надрудную толщу. В целом ряд геохимической

зональности в основных чертах соответствует универсальному ряду гидротермальных месторождений (по Л.Н.Овчинникову, I,2).

Для выявления перспективных площадей по геохимическим особенностям скарново-рудных месторождений необходимо разработать специальные методические приемы. Как показывают исследования, вероятность обнаружения аномалий прежде всего зависит от ее размеров. Контрастность аномальных полей резко возрастет при использовании величины отношений между произведениями содержаний нескольких элементов, слагающих положительные и отрицательные ореолы:

$$\frac{V \cdot Cr \cdot Zr \cdot Y \cdot Ti \cdot Ba}{Sn \cdot Zn \cdot Mo \cdot Be \cdot W} (\xi), \quad \frac{Pb \cdot Ba \cdot Ag}{Sn \cdot Mo \cdot W \cdot Be} (\beta)$$

В рудоносной зоне ξ имеет значение от п. 10^{-1} и более, в лежачем и висячем боку — менее п. 10^{-3} . По величине β представляется возможным решение геолого-поисковой задачи — отнесение аномалий к заслуживающим надрудным (β от п. 10^{-4} и более) или к слабо эродированным центральным (β от п. 10^{-2} до п. 10) бесперспективным подрудным (β менее п. 10^{-6}) сечениям рудной зоны. Следует отметить, что оценку перспектив рудоносности аномалий, выявленных по первому отношению (ξ), проводят на основе учета геохимических и минералогических, петролого-метасоматических, геофизических и других признаков.

Л и т е р а т у р а

1. О в ч и н н и к о в Л.Н. Контактново-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала. Тр. Горно-геол.института, вып.39, Свердловск, Изд-во АН СССР, 1960.
2. О в ч и н н и к о в Л.Н. Элементы-примеси как индикаторы процессов рудообразования и использование закономерностей их распределения при поисках и разведке рудных месторождений. В сб. "Химия земной коры", М., Изд-во АН СССР, 1964.

С.В.Григорян, Ю.И.Петров

ПЕРВИЧНЫЕ ОРЕОЛЫ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ В ПОЗНАНИИ
ГЕНЕЗИСА И ОЦЕНКИ ПЕРСПЕКТИВ СКАРНОВО-ШЕЕЛИ-
ТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В результате изучения первичных ореолов на скарново-шеелитовых месторождениях Койташ, Яхтон, Тьрныауз установлено, что вокруг скарново-шеелитовых рудных залежей и шеелит-кварцевых жил развиты интенсивные первичные ореолы марганца, вольфрама, молибдена, меди, мышьяка, висмута, цинка, менее интенсивные ореолы образуют свинец, серебро, кобальт, никель, барий, бериллий, олово, стронций; на отдельных месторождениях отмечаются ореолы золота, сурьмы, ртути и др.

Ореолы указанных элементов развиваются по тектонически нарушенным породам (гранодиориты, известняки, сланцы). В гранодиоритах они сопровождают шеелит-кварцевые жилы и кварцевые шеелитоносные штокверки, в известняковой кровле — скарново-шеелитовые залежи, в сланцах — шеелитоносные зоны окварцевания и сульфидной минерализации.

Морфология рудных тел и ореолов определяется развитием секущих и послойных нарушений, охватывающих область контакта. Наиболее интенсивное оруденение и связанные с ним первичные ореолы развиты на участках сочленения разрывных нарушений с плоскостью контакта и послойных нарушений. В стороны от них оруденение и ореолы затухают.

Ширина и протяженность ореолов зависят от степени тектонической нарушенности, интенсивности метасоматических изменений (мощность скарнов) и степени концентрации тех или иных элементов в рудных зонах. Для некоторых элементов (As, Mo, Cu) отмечена зависимость интенсивности ореолов от состава вмещающих пород.

Индикаторные свойства ореолов зависят от характера структур, морфологии рудных залежей и направления движения растворов. По межелюевым и контактовым зонам боковые ореолы "уходят" от рудных тел на десятки (до ста) метров, фронтальные ореолы распространяются на первые сотни метров, а ореолы по секущим нарушениям развиваются над рудными телами на расстояние до 500 м и, вероятно, более.

Между концентрациями вольфрама и элементов-спутников существуют количественные зависимости. В рудных телах и околорудных ореолах установлены прямые положительные корреляционные связи между железом, марганцем, вольфрамом, цинком, висмутом, мышьяком, медью и серебром. В надрудных ореолах положительные корреляционные зависимости обнаружены между свинцом и серебром.

В ореолах отмечена вертикальная зональность, соответствующая единому ряду зональности, что устанавливается в пределах развития секущих рудных зон. В то же время зональность, наблюдающаяся при исследовании надрудных ореолов по многим рудным полям, обусловлена движением растворов в субгоризонтальных направлениях и является зональностью бокового восходящего вектора.

Горизонтальная (поперечная) зональность в ореолах специфична развитием периферических ореолов свинца и стронция и приуроченностью максимумов концентрации W, Mo, Bi, Zn, Cu, Ag к рудным залежам.

Данные по первичным ореолам, связь их с разрывными структурами свидетельствуют о постмагматической природе скарнов и связанного с ними вольфрамового оруденения.

Полиэлементный состав ореолов, их зональность позволяют оценивать рудные зоны на наличие слепого оруденения, определять вероятные области развития и распространения рудных зон и направление движения гидротермальных растворов.

Э.Г.Кассандров

ВЗАИМООТНОШЕНИЯ СКАРНОВЫХ И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ
ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (НА ПРИМЕРЕ АЛТАЯ)

К настоящему времени на многих железорудных месторождениях Алтае-Саянской складчатой области, Урала, Казахстана и других районов СССР, а также за рубежом выявлены случаи наложения процессов скарнообразования на первичные осадочные или вулканогенно-осадочные руды. В качестве примера в этом отношении наиболее характерны железорудные месторождения Алтая.

Основные скарновые месторождения Алтая приурочены к среднедевонской осадочно-вулканогенной толще, включающей и многочисленные проявления железорудных вулканогенно-осадочных горизонтов. Нередко последние присутствуют в рудных полях скарновых месторождений, а на Холзунском месторождении по мере приближения к телу гранитоидов в пределах единого железорудного горизонта происходит последовательная смена железных руд, несущих все признаки осадка, рудами метасоматического облика со скарновым комплексом минералов.

На месторождении выделяются три достаточно четко проявляющиеся зоны контактового метаморфизма. Первая, наиболее удаленная от интрузива зона соответствует альбит-эпидот-роговиковой фации, вторая - роговообманково-роговиковой, а третья - с некоторым допущением пироксеново-роговиковой фации (по Ф.Тернеру и Дж.Ферхугену). В первой зоне осуществляется в основном перекристаллизация первичного рудного вещества с сохранением пластовой формы рудных тел и многих структурно-текстурных особенностей первичных руд и пород. Лишь во второй и особенно в третьей более высокотемпературных зонах происходит активное перераспределение вещества с изменением текстур и структур.

минералогического и химического состава руд и вмещающих пород, появлением характерной зональности известковых скарнов и изменением содержания элементов примесей в минералах. Главный метасоматический процесс первой зоны – альбитизация, второй – амфиболитизация, третьей – скарнообразование.

По особенностям состава, морфологии и взаимоотношениям с вмещающими породами руды первой и второй зон соответствуют рудам гидросиликатового типа, а третьей зоны – скарного типа (по В.В.Богацкому, Г.А.Соколову и А.М.Дымкину).

Таким образом, среди алтайских железорудных месторождений отмечены примеры частичной переработки первичных вулканогенно-осадочных железорудных горизонтов вблизи интрузивных тел гранитоидов (Холзунское месторождение) и их глубокой переработки и аналогии с типичными скарновыми или гидросиликатовыми месторождениями (Инское и другие месторождения). Степень переработки руд зависит от их первичного состава, состава вмещающих пород и близости к интрузивам.

Можно предположить, что соотношение вулканогенно-осадочных и скарных железных руд обуславливается закономерным развитием геосинклинальной области с четкой последовательностью событий в эволюции тектоники и магматизма.

Прогнозирование легкообогатимых скарно-магнетитовых руд в таких областях зависит от наличия вулканогенно-осадочных железорудных горизонтов, литолого-стратиграфического контроля и специфики магматических и метасоматических явлений.

И.М.Голованов, Т.С.Тимофеева

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ И МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ
ОСОБЕННОСТИ СКАРНОВО-МЕДНО-ЗОЛОТОРУДНОЙ
ФОРМАЦИИ ЗАПАДНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Скарново-золоторудная формация не получила достаточного освещения в литературе, несмотря на ряд публикаций (1-3). К числу нерешенных вопросов относятся приуроченность месторождений этой формации к определенному типу металлогенических зон, характеристики минеральных типов месторождений скарново-золоторудной формации, выяснение парагенетических и геохимических связей золота с определенными сульфидными минералами, происхождение рудных концентраций в зависимости от характера и типа интрузивных пород и др.

В данной статье мы лишь намечаем пути решения некоторых затронутых вопросов на материале скарновых медно-золоторудных, мышьяково-золоторудных и медно-молибденово-золоторудных месторождений и рудопроявлений Западного Тянь-Шаня. В результате изучения геологии и вещественного состава таких месторождений установлено, что золотая минерализация в них тесно ассоциирует с медной, медно-мышьяковой и медно-молибденовой с висмутом; характерен парагенезис золота с металлами платиновой группы.

При анализе размещения указанных месторождений в различных металлогенических зонах Среднего и Южного Тянь-Шаня (6) было обнаружено, что скарново-медно-золоторудная формация проявляется в двойкой геотектонической позиции. С одной стороны месторождения и рудопроявления этой формации (Бозымчак) приурочены к зонам вулканоплутонических поясов (Бельтау-Кураминский) в связи с полифациальными интрузивами пестрого состава, сформировавшимися в условиях малых-средних глубин. С другой - они отмеча-

ются в миогеосинклинальных зонах (Чаткальская, Южно-Тяньшанская) и пространственно тяготеют к периферическим частям миогеосинклиналей вблизи вулканоплутонических поясов или эвгеосинклинальных прогибов. Такие объекты (Куру-Тегерек, Раоинджан и др.) локализуются в контактовых участках гранитоидов повышенной основности. Кроме того, отмечается влияние субвулканических тел среднего состава на близкостатное с ними формирование медно-золотого оруденения. В целом значительная роль интрузивного и субвулканического магматизма повышенной основности в размещении скарново-медно-золоторудных проявлений в пределах зон вулканоплутонических поясов и в миогеосинклиналях должна привлечь пристальное внимание исследователей.

В пределах советской части Западного Тянь-Шаня по ведущей продуктивной минеральной ассоциации можно выделить несколько минеральных типов месторождений скарново-медно-золоторудной формации; скарново-золото-халькопирит-арсенопиритовый (Тарор, Мосриф), скарново-золото-халькопиритовый с борнитом (Бозымчак, Сулу-Тегерек), скарново-золото-молибденитово-халькопиритовый (Куру-Тегерек), скарново-пирротин-халькопиритовый (Чош-Чармагол), скарново-магнетит-молибденит-халькопиритовый (Южный Янги-Кан). Для всех минеральных типов месторождений характерен парагенезис золота с медью, мышьяком, платиной, палладием, молибденом, висмутом. Следует отметить, что золотоносность и платиноносность некоторых скарново-медных объектов Западного Тянь-Шаня и других районов Советского Союза изучена недостаточно и их необходимо обревизовать на эти металлы.

В результате изучения вещественного состава руд описываемых формаций выявлена в большинстве случаев их минералогическая и геохимическая общность. Одними из продуктивных комплексов на благородные элементы являются ассоциации, в которых существенна роль сульфидов меди: леллингит-арсенопирит-халькопиритовая, пирротин-халькопиритовая, тропилит-моихукит-молибденитовая и др. Кроме золота и серебра, в них практически постоянно присутствуют "легкие" платино-

иды (4), в рудах постоянно различные теллуриды, селениды и ряд минералов платиновых металлов.

Минералом-носителем и, за редким исключением, концентратом данных элементов является сульфид меди. Одной из отличительных черт его и типоморфных особенностей в месторождениях скарново-золото-меднорудных формаций может служить степень анизотропии минерала. При этом для более высокотемпературных месторождений и ассоциаций характерны сильно анизотропные "халькопириты", концентрирующие Au, Ag, Pt и Pd. При изучении руд Куру-Тегерека Т.С.Тимофеева определила данный минерал как моихукит — $Cu_9Fe_9S_{16}$.

По нашему мнению, при выделении парагенетических ассоциаций золотого и платиноидного оруденения в скарновых золото-медных месторождениях следует обособлять более высокотемпературные анизотропные "халькопириты" (моихукиты) и обычные изотропные. По-видимому, присутствие моихукита может служить косвенным признаком наличия золотого и платиноидного оруденения.

Присутствие платины и палладия в рудах месторождений описываемой формации объясняется геохимическим родством Au и Pt с одной стороны и Pd и Ag с другой (9).

По данным Т.С.Тимофеевой (8), накопление платиноидов "легкого" ряда объясняется косвенной изотонической связью между Au, Ag, Pt, Pd. Следует отметить, что почти во всех изученных месторождениях Rh отсутствует. При наличии молибденовой минерализации платиноиды заметно концентрируются и в ней при этом благотворную роль играют повышенные количества рения (7).

Как показывают исследования, золотоносность и платиноносность сульфидов, входящих в продуктивный комплекс, различна. Наиболее высокие содержания характерны для леллингита и арсенопирита, на втором месте стоят пирротин и троилит, третье место по концентрации благородных металлов во всех изученных месторождениях занимают сульфиды меди, особенно моихукит. Платиноиды, связанные в большинстве случаев с включениями порпецита и других минералов

распределены в рудах весьма неравномерно, что подтверждают содержания компонентов.

Молибдениты, входящие в большинстве случаев в халькопирит-молибденит-моихукитовую продуктивную ассоциацию, в отдельных месторождениях характеризуются очень высокой степенью золотоносности и палладиеносностью. При этом, по данным Р.Назировой с соавторами (7), прослеживается прямая корреляция между Re и Pd в сульфиде молибдена. По нашему мнению, основную роль здесь играет и косвенная изотоническая связь между элементами. На долю других сульфидных минералов, слагающих руды описываемых месторождений, приходится ничтожное количество благородных элементов.

Таким образом, в рудах скарново-медно-золоторудной формации золото и платиноиды концентрируются не в сульфидах железа, а в сульфидах меди (халькопирит, моихукит и др.), частично молибдена и мышьяка (арсенопирит-лелленгит). Наличие платины, палладия, меди, золота в рудах этой формации может служить косвенным доказательством того, что интрузивные породы указанных месторождений и сами руды можно рассматривать как отщепления базальтоидной магмы (6).

Л и т е р а т у р а

1. Баймухамедов Х.Н., Закиров Т.З. [и др.]. Особенности геологии и условия размещения оруденения некоторых золоторудных месторождений Узбекистана. "Узб.геол.журн.", 1963, № 3.
2. Баймухамедов Х.Н., Курбанов А.С. Скарново-халькопирит-золоторудная формация. В сб. "Рудные формации и основные черты металлогении золота в Узбекистане", Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1969.
3. Вахрушев В.А. Минералогия, геохимия и образование месторождений скарново-золоторудной формации. Новосибирск, Изд-во "Наука" СССР, 1972.

4. В е р н а д с к и й В.И. Избранные сочинения, т.2, 1953.
5. Г о л о в а н о в И.М. Классификация эндогенных медных и медьсодержащих рудных формаций Узбекистана и сопредельных районов. В сб. "Геология и рудоносность Приташкентского района, Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1966.
6. Г о л о в а н о в И.М. Эндогенные меднорудные формации Узбекистана. Автореф. докт. дисс., Ташкент, 1974.
7. Н а з и р о в а Р., М а н с у р о в М., К а р и м - к у л о в Д. О платиноидах в сульфиде и магнетите из месторождения скарново-халькопирит-молибденитовой формации (Южный Янги-Кан). "Узб. геол. журн.", 1973, № 5.
8. Т и м о ф е е в а Т.С. Минералого-геохимические особенности некоторых золотосодержащих проявлений Средней Азии. В сб. "Вопросы геологии, петрологии и минералогии эндогенных месторождений Средней Азии. М., Изд-во "Недра", 1972.
9. У к л о н с к и й А.С. Изобары, изотопы устойчивых изотопов и их параэлементы. ДАН УзССР, 1959, № II.

В.Б.Шувалов

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СКАРНОВО-РУДНЫХ ТЕЛ
ТАШКЕРГАНА (БАССЕЙН р.ПСКЕМ, ЗАПАДНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)

В результате геолого-разведочных работ (В.А.Маркевич, К.Т.Тойшиев, А.Н.Пузиков и др.) получены новые данные о составе, строении и геохимических особенностях скарново-рудных тел Ташкержана. Они залегают на контакте грубо- и тонкослоистых битуминозных доломитовых известняков (C_1V_1 ст) и интрузивных пород, представленных предположительно межпластовыми залежами гранодиорит-порфиров ($C_2^?$) и штокособразным телом порфировидных гранитов. Дайка диабазовых порфиритов, отмеченная на горизонте 1325 м, сечет граниты, скарны и даже кварцевые прожилки с пиритом и, вероятно, является пострудной. Она имеет северо-западное простирание, как и поздние тектонические нарушения.

Состав скарновых тел изученных участков, расположенных на контакте мраморов и гранодиорит-порфиров, — гранатовый (андрадит). На контакте мраморов с гранитами залегают скарны разного состава с зональным строением, которое можно представить в виде следующей схемы (от карбонатных пород к гранитам): скарнированный кальцитовый мрамор → гранат → волластонитовый скарн → Гранатовый (+волластонит, +пироксен) скарн → пироксен-везувиан-гранатовый скарн → гранат-пироксеновый скарн → интенсивно скарнированный гранит (пироксен-кальципатовая порода) → слабо скарнированный гранат. Гранат имеет андрадитовый состав, пироксен-диопсид-геденбергитовый (4).

По скарнам и мраморам вдоль зон дробления развивается серпентинизация. Кроме того, скарны интенсивно карбонатизированы. Граниты замещаются пирит-карбонат-кварц-мусковитовыми породами (березиты), которые секутся много-

численными разновозрастными кварцевыми прожилками с сульфидами. Наиболее ранние кварцевые прожилки содержат молибденит, более поздние — арсенопирит, а также сфалерит, халькопирит, галенит, минералы висмута и т.д., самые поздние сложены халцедоновидным кварцем. Помимо кварцевых прожилков, в гранитах, скарнах и мраморах проходят кальцит-кварцевые, кварц-кальцитовые, кальцитовые, а также наиболее поздние — цеолитовые прожилки, завершающие формирование Ташкертана.

По составу исходных пород, по которым развивается сульфидная минерализация, выделены три разновидности сульфидных руд: крупнокристаллические кальцитовые мрамора с сульфидами, скарны с сульфидной минерализацией и измененные порфирировидные граниты с кварцевыми прожилками с арсенопиритом и другими сульфидами. Более распространены скарны с сульфидной минерализацией, в которых концентрируются висмут, олово, молибден, серебро, вольфрам и другие элементы. Крупнокристаллические кальцитовые мрамора с сульфидами развиты незначительно, однако наиболее богаты рудами на висмут, цинк, кадмий и свинец. Измененные граниты с кварцевыми прожилками с сульфидами содержат бедные руды.

По убыванию средних содержаний рудные элементы можно расположить так: цинк > медь > свинец > висмут > молибден > олово и другие элементы.

Висмут. Повышенные содержания его отмечены и в карбонатных, и в интрузивных породах (табл. I) Ташкертана. В сульфидных рудах максимальные содержания висмута характерны для крупнокристаллических кальцитовых мраморов с гнездами сфалерита, в которых Э.Ф. Минцер и др. обнаружили вкрапленность виттихенита. Наиболее высокие концентрации висмута выявлены в окварцованных пироксен-гранатовых и пироксеновых скарнах с вкрапленностью халькопирита и других сульфидов. С глубиной содержание висмута слабо возрастает, достигая максимума на горизонте 1400–1500 м, и затем уменьшается (табл. 2). Отмечена прямая зависимость между содержаниями висмута и меди, свинца, серебра. Это обусловлено тем, что, по данным В.Н. Аполлонова, И.В. Лапатухина и

Т а б л и ц а I

Содержание висмута, олова и других элементов в породах
и сульфидных рудах Ташкертана, г/т

П о р о д а	Висмут	: Олово	: Цинк	: Медь	: Свинец	: Молибден	: Серебро
Битумин. X черные доломитизир. известняки	8-10	1-3	100-200	30-40	20-60	4	
Кальцитовые мраморы X	$\frac{0,6-8}{2,3(17)}$	$\frac{0,2-3}{1,2(17)}$	$\frac{60-300}{105(9)}$	$\frac{6-30}{19(17)}$	$\frac{3-30}{13(13)}$	$\frac{1-2}{1,5}$	
Слабоизмен. порфиroidн. граниты	I3	I4	500	50 ^X	20 ^X	50	
Крупнокристалл. кальцит. мраморы с сульфидной минерализ.	$\frac{113-12500}{2800(5)}$	$\frac{50-3000}{1038(5)}$	$\frac{1000-351300}{111983(6)}$	$\frac{1500-13000}{5500(5)}$	$\frac{1700-124000}{6967(3)}$	$\frac{7-100}{41(3)}$	$\frac{0,0-150}{31,8(21)}$
Скарны с сульфидной минерализ.	$\frac{6-9000}{1409(32)}$	$\frac{100-5600}{1406(40)}$	$\frac{1600-62500}{15124(21)}$	$\frac{60-22800}{8580(17)}$	$\frac{200-10400}{2891(11)}$	$\frac{13-800}{279(14)}$	$\frac{1,2-971,0}{82,7(131)}$
Измененные порфиroidн. граниты с кварц. прожилками с сульфидами	$\frac{13-43}{32(3)}$	$\frac{41-180}{124(3)}$	1900(1)	1800(1)	700(1)	$\frac{50-230}{167(3)}$	

П р и м е ч а н и е. Содержания элементов в карбонатных породах и отмеченных пробах гранитов приведены по данным полуквантитативного спектрального анализа методами просыпки или определения халькофильных элементов. Для остальных пород и разновидностей сульфидных руд даны количественные определения. Пробы проанализированы в ЦЛ МГ УзССР и Чаткальской экспедиции. Таблица составлена с учетом данных В.А.Маркевича, К.Т.Тойшиева, А.Н.Пузикова и др. В числителе даны пределы содержания, в знаменателе - средние значения, в скобках - количество проб.

др., Э.Ф. Минцера и др., Г.Б. Василевской, минералы висмута представлены главным образом сульфосолями – виттихенитом, эмлектитом, айкинитом, козалитом и т.д. Они дают мелкую вкрапленность в халькопирите, молибдените, пирите, сфалерите или галените. Висмутин и самородный висмут имеют подчиненное значение. Присутствие указанных сульфосолей свидетельствует о тесных геохимических связях висмута с медью, свинцом, серебром и другими элементами при образовании сульфидных руд Ташкертана.

Олово. Содержание его в карбонатных породах и особенно в гранитах Ташкертана (табл. I) значительно выше средних содержаний олова в аналогичных породах. Оно концентрируется в гранатовых скарнах, приуроченных к контакту с порфировидными гранитами. В скарнах, залегающих на контакте с гранодиорит-порфирами, содержание его значительно ниже. С глубиной количество олова слабо возрастает, достигая максимума на нижнем горизонте (табл. 2). Повышенные концентрации олова и почти полное отсутствие в протолочках касситерита вызвали необходимость изучить его формы нахождения. В гранатах и сфалеритах олово рассеяно неравномерно по зонам роста, обогащенным железом, а в халькопирите и отчасти пирите обнаружены мелкие включения касситерита (4). Присутствие касситерита вместе с сульфидами показывает, что при рудообразовании окислительный потенциал гидротермальных растворов поддерживался на высоком уровне. Это обусловило образование не станнина или других соединений олова с серой, а касситерита (4).

Цинк – наиболее распространенный рудный элемент Ташкертана. Количество его в карбонатных породах и гранитах выше среднего содержания этого элемента в данных типах пород. Максимальные (до 35%) концентрации цинка отмечены в крупнокристаллических мраморах с сульфидной минерализацией (табл. I). По вертикали среднее содержание цинка возрастает с глубиной до среднего горизонта (1400–1500 м), а затем постепенно убывает. Основной минерал цинка сфалерит содержит кадмий, количество которого в руде достигает 0,3–0,6%.

Т а б л и ц а 2

Содержание висмута, олова и других элементов в скарново-рудных
 телах Ташкертана на разных горизонтах, вес. %

Горизонт	Висмут	Олово	Цинк	Медь	Свинец	Молибден	Серебро
1500-1600 м							
Поверхность мед- ного участка	<u>0,01-1,09</u> 0,15(55)	<u>0,01-0,82</u> 0,12(55)	<u>0,006-5,8</u> 0,57(55)	<u>0,004-4,3</u> 0,473(55)	<u>0,001-2,99</u> 0,245(55)	<u>0,001-0,25</u> 0,021(55)	<u>Сл-300</u> 35,5(55)
1400-1500 м							
Поверхность за- падного участка	<u>0,001-1,03</u> 0,17(45)	<u>0,001-0,62</u> 0,12(45)	<u>0,01-10,63</u> 2,08(45)	<u>0,006-5,55</u> 1,28(45)	<u>0,001-4,8</u> 0,31(45)	<u>0,002-0,33</u> 0,035(45)	<u>5-566,8</u> 61(45)
1320 м							
Медный и Запад- ный участки	<u>0,01-1,25</u> 0,16(36)	<u>0,01-0,56</u> 0,14(35)	<u>0,10-35</u> 2,02(36)	<u>0,006-2,28</u> 0,40(36)	<u>0,02-1,04</u> 0,08(36)	<u>0,001-0,05</u> 0,005(36)	<u>Сл-160</u> 30,2(36)

П р и м е ч а н и е. Таблица составлена по данным В.А.Маркевича, К.Т.Тойшиева,
 А.Н.Пузикова и др.

Медь во вмещающих карбонатных и интрузивных породах содержится в повышенных количествах (табл.1). В слабо измененных скарнах содержание ее по данным полуколичественного спектрального анализа колеблется от 5 до 200 г/т и в среднем равно 46 г/т (7 проб). Наиболее богатые медные руды залегают в скарнах (табл.1). С глубиной среднее содержание меди возрастает до горизонта 1400-1500 м и затем уменьшается (табл.2). Минералы меди представлены главным образом халькопиритом, халькозином, а также, по данным Э.Ф.Минцера, И.В.Лапатухина и др., Г.Б.Василевской, сульфосолями: виттихенитом, бенжаминитом, тетраэдритом, теннантитом, айкинитом и эмплектенитом. Это свидетельствует о тесном геохимическом родстве меди с висмутом, мышьяком, свинцом и другими элементами при образовании сульфидных руд Ташкержана.

Свинец — довольно редко образует высокие концентрации. Во вмещающих черных доломитовых известняках количество его значительно выше среднего содержания этого элемента в карбонатных породах — 9 г/т (5). В гранитах Ташкержана количество свинца соответствует среднему содержанию его в гранитах. В скарнах содержание свинца по данным полуколичественного спектрального анализа по методике для халькофильных элементов меняется от 10 до 60 и в среднем равно 29 г/т (8 проб). Как и цинк, свинец концентрируется в основном в сульфидных рудах, залегающих в крупнокристаллических кальцитовых мраморах и частично в скарнах. Содержание свинца выше в скарнах, приуроченных к гранодиорит-порфирам, чем в скарнах, залегающих на контакте с порфировидными гранитами. По вертикали поведение свинца аналогично поведению меди: до среднего горизонта (1400-1500 м) содержание его растет, затем с глубиной резко падает. По данным И.В.Лапатухина и др., основная масса свинца заключена не в галените, а в его сульфосолях: козалите, бенжамините, устарасаите и айкините. Образование этих минералов свидетельствует о тесном геохимическом родстве свинца с висмутом и медью при образовании сульфидных руд Ташкержана.

Молибден, хотя на Ташкержане встречается часто, высокие концентрации его редки. Количество молибдена во вмещающих карбонатных породах значительно выше среднего содержания его для этих типов пород (5). В скарнах количество молибдена в среднем составляет 57 г/т (5 проб) при разбросе его содержаний от 13 до 200 г/т. Молибден концентрируется главным образом в скарнах, приуроченных к гранодиорит-порфирам. В скарнах с сульфидной минерализацией Восточного участка концентрация молибдена достигает 9,26% (гнезда молибденита). По вертикали поведение молибдена аналогично поведению меди и свинца: он концентрируется на среднем горизонте (1400–1500 м), ниже которого количество молибдена резко уменьшается.

Серебро пробирными анализами обнаружено только в сульфидных рудах (табл. I). Максимальные концентрации оно образует в наиболее богатых сульфидных рудах, залегающих в крупнокристаллических кальцитовых мраморах. По вертикали поведение серебра аналогично поведению меди, свинца, молибдена. Серебро накапливается в висмутовом концентрате, в котором, по данным И.В. Лапатухина, его количество достигает 3,5 кг/т. Оно образует сульфосоли: бенжаминит (?) и шабоахит, что указывает на тесное геохимическое родство серебра с висмутом, свинцом и медью; часть серебра рассеивается в галените и халькопирите.

По геологическому строению, составу скарнов и рудной минерализации отмечено сходство Ташкержана с группой месторождения Саякского рудного района (3). Проведенные исследования свидетельствуют о тесном геохимическом родстве висмута с медью, свинцом, серебром и мышьяком при образовании сульфидных руд Ташкержана и о концентрации этих элементов на среднем горизонте. Источником висмута и других рудных элементов могли служить вмещающие битуминозные доломитовые известняки и интрузивные породы Ташкержана, содержащие повышенные концентрации этих элементов. Кроме того, они могли заимствоваться из нижележащих осадочно-метаморфических толщ (1–2) или поступать из глубинных источников.

Л и т е р а т у р а

1. Д у н и н - Б а р к о в с к а я Э.А., А й з е н ш т а т И.А. К распределению Bi, As, Sb, Sn в некоторых гранитоидных интрузивах и породообразующих минералах Чаткало-Кураминских гор. "Зап.Узб.отд. ВМО", вып.27, Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1974.
2. Д у н и н - Б а р к о в с к а я Э.А., Г л е й з е р Л.М., С у р г у т а н о в а Д.М. Особенности распределения висмута, сурьмы и мышьяка в докембрийских и палеозойских осадочных формациях Чаткальских гор. В сб. "Земная кора Узбекистана", Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1974.
3. М и р о ш н и ч е н к о Л.А., Ф о м и ч е в В.И., К у з н е ц о в а Е.И. Метасоматиты Саякского рудного района Прибалхашья. Алма-Ата, Изд-во "Наука" КазССР, 1971.
4. Ш у в а л о в В.Б., Б о л к о в Ю.А., М а ц о к и - н а - В о р о н и ч Т.М. [и др]. О формах нахождения олова в гранатах и сульфидах скарново-рудных тел Ташкергана. "Узб.геол.журн.", 1977, № 3.
5. Т и г е к и а н К.К., W e d e r o h l К.Н. Distribution on the elements in some major units of Earth's crust. Geol. Soc. Bull., v. 72, 1961.

К. Л. Бабаев

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ГРАНИТОИДНОГО РЯДА И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИХ РАЗМЕ- ЩЕНИЯ (НА ПРИМЕРЕ ТЯНЬ-ШАНЯ)

Тяньшанские горные сооружения характеризуются ярко выраженным зональным строением, представленным каледонидами Северного Тянь-Шаня и герцинидами Южного Тянь-Шаня с резким ступенчатым переходом между ними. В Северо-Тяньшанском поясе на значительных площадях распространены допалеозойские и нижнепалеозойские складчатые комплексы, крупнейшие батолитовые гранитоидные формации, главным образом, ордовикские. В Южно-Тяньшанском поясе преобладают средне- и верхнепалеозойские толщи и гранитоидные интрузии (в пределах пояса преимущественно верхнепалеозойские).

Тяньшанская складчатая система – страна классического гранитоидного магматизма; 31% всей ее площади сложен магматическими комплексами, из них 23% приходится на интрузивные и 8 на эффузивные. Количественные соотношения интрузивных комплексов таковы (%): ультраосновные – 0,6; основные – 1,0; щелочные – 3,0; гранит-порфиры – 1,4; гранитоиды – 94,0; из них гранодиориты – 76,0; граниты – 24,0. Эта особенность гранитоидного магматизма и предопределяет металлогенезу редкометальной минерализации региона.

Гранитоидный магматизм в Тянь-Шане имеет пульсирующий характер; каждый массив формируется в течение нескольких фаз, а каждая фаза сопровождается своими соответствующими рудоносными производными. Существует тесная взаимосвязь первоначальных и последующих проявлений фаз магматизма, в результате чего создается естественно-эволюционный ряд: гранодиориты–граниты–алюскиты и их рудоносные производные

- пегматиты-апограниты, скарны и гидротермалиты, каждый из них с определенными типами оруденения (схема).

В результате эволюции магматического процесса в пределах отдельных (многофазные) массивов в генетическом и возрастном отношении возможно несколько петрологических типов одних и тех же рудоносных производных. Так, для трехфазного массива (с дериватами) характерны аляскиты 3 типов, аплиты - 5, апограниты - 3, пегматиты - 6, скарны - 5, гидротермалиты - 6.

В качественном и количественном отношении пегматиты, скарны и гидротермалиты рудоносны не в одинаковой степени, некоторые из них вообще безрудны. Наиболее продуктивны шеелитоносные скарны, связанные с гранодиоритами, меньше с гранитами; рудоносные апограниты - преимущественно с гранитами. Пегматиты, апограниты и скарны, связанные с аляскитами, имеют в основном петрологическое значение, поскольку в преобладающем большинстве случаев они маломощны и практически безрудны. Исключением являются аляскиты, представляющие самостоятельные фазы магматизма, что отмечается редко (обычно аляскиты в Тянь-Шане являются дериватами главных фаз - гранодиоритов и гранитов).

Оруденение вольфрама наблюдается также в гидротермалитах, представленных кварцевыми жилами и кварцевыми метасоматитами. Интересно, что в зонах шеелитоносных скарнов вольфрам в кварцевых жилах, как правило, представлен шеелитом (Нуратинская, Зарафшанская и другие зоны), а в зонах апогранитов - вольфрамитом (Чаткальская, Западно-Гиссарская и другие зоны). В скарнах шеелит сопровождается молибденитом, а в апогранитах - касситеритом. Вольфрам и молибден в пегматитах Тянь-Шаня отсутствуют; в пределах отдельных полей (Туркестанская зона) установлены оловоносные формации пегматитов. Для пегматитов Тянь-Шаня характерны оруденения тантала и ниобия, реже редких земель.

Шеелитоносные скарны в Тянь-Шане генетически связаны с верхнепалеозойским гранитоидным магматизмом повышенной основности (гранодиориты), проявленным в геосинклинальном этапе

Схема эволюционного развития гранитоидного магматизма и связанных с ним рудоносных производных (рассмотрено оруденение только W, Mo, Sn, Be, Ta, Nb)

Г Р А Н И Т О И Д Ы

- р я д I
ГРАНОДИОРИТЫ
(Самостоятельная фаза)
- I Аплиты -
Пегматиты -
- I Скарны - W (шеелит), Mo, Sn
(станин, касситерит, молибденит)
- I Гидротермалиты - w (шеелит)
ГРАНИТЫ - 2 (дифференциаты)
- 4 Аплиты
- 3 Апограниты - w (вольфрамит),
Sn (касситерит)
- 4 Пегматиты - Ta, Nb (колумбит),
Sn (касситерит)
- 4 Скарны - w (шеелит), Mo
- 4 Гидротермалиты - w, Sn (касситерит, шеелит)
АЛЯСКИТЫ-2 (дифференциаты)
- 5 Пегматиты -
- 5 Гидротермалиты - ?

- р я д II
ГРАНИТЫ I
(Самостоятельная фаза)
- 2 Аплиты - Mo (молибденит)
- I Апограниты - W (вольфрамит),
Ta, Nb (колумбит), Sn
(касситерит)
- 2 Пегматиты - Ta, Nb (колумбит),
Sn (касситерит),
- 2 Скарны - w (шеелит), Sn
(касситерит)
- 2 Гидротермалиты - w (шеелит,
вольфрамит), Sn (касситерит)
- АЛЯСКИТЫ-3 (дифференциаты)
- 5 Аплиты -
- 6 Пегматиты -
- 5 Скарны - w (шеелит)
- 6 Гидротермалиты - ?

- р я д III
АЛЯСКИТЫ I
(Самостоятельная фаза)
- 3 Аплиты -
- 2 Апограниты - Ta, Nb
- 3 Пегматиты - Sn
(касситерит), Ta, Nb
(колумбит)
- 3 Скарны - w (шеелит),
Sn (касситерит)
- 3 Гидротермалиты - w
(вольфрамит), Sn
(касситерит)

развития. Рудоносные апограниты, развитые преимущественно в районах тектоно-магматической активизации, связаны с лейкократовыми, мусковитовыми гранитами и аляскитами. В этом заключаются принципиальные отличия и закономерности размещения шеелитоносных и вольфрамитоносных метасоматических формаций. Примерами могут служить шеелитоносные скарны Каратюбе-Зирабулакской, Нурагинской, Зарафшанской, Алайской, Сонкульской и других геолого-структурных зон Тянь-Шаня.

Рудоносные апограниты в зависимости от распространения районов активизации развиты избирательно только в пределах отдельных геолого-структурных зон - Чаткальской, Западно-Гиссарской, Киргизской, Чу-Илийской и других, - где отсутствуют типичные шеелитоносные скарны и редкометалльные пегматиты геосинклинального типа.

Широко развитые в Северном Тянь-Шане гранитоиды повышенной основности (диориты, гранодиориты-дифференциаты магматического очага) древнего возраста (докаледонские и каледонские) оказались бесперспективными на редкие металлы. Намечается, таким образом, определенная специализация гранитоидов рассматриваемого региона.

Все особенности специализации имеют свои петрологические и геохимические причины. Установлено, что для шеелитоносных скарнов продуктивны только контаминированные гранодиориты в результате глубинной ассимиляции карбонатной формации, для рудоносных апогранитов продуктивны граниты повышенной кислотности (70-75%) и щелочности (7-8%).

В зависимости от количественного соотношения щелочей рудоносные метасоматиты (апограниты) развиваются в двух направлениях: в гранитах с преобладанием натрия над калием развивается альбитизация; они перспективны на пегматиты и апограниты (альбититы) с рудами Та, Nb; в гранитах с преобладанием калия над натрием - грейзенизация; они перспективны на пегматиты и апограниты (грейзены) с рудами Sn, W, CaF₂ и др.

Х.Р.Рахматуллаев

О ВЗАИМООТНОШЕНИИ СКАРНОВ, ДАЕК И ОРУДЕНЕНИЯ
ГОР БУКАНТАУ

Гранатово-пироксеновые скарны с медной и признаками молибденовой минерализации гор Букантау (Оразали) размещены в юго-западной части Бокалинского гранитоидного интрузива (C_3-R_1)^X на контакте с карбонатными конгломератами и гравелитами среднего карбона. В тектоническом отношении описываемый район находится в пределах Курамино-Ферганского Срединного массива (по Борисову, 1971). Этим, по-видимому, и объясняются некоторые петрологические и металлогенические сходства магматических пород и скарнов с Букантау с Моголтауским редкометальным районом.

По классификации Х.М.Абдуллаева (1947), среди скарнов района выделяются алло- и автоскарны. Аллоскарны развиты в зоне экзоконтакта интрузива, слагают ксенолиты среди гранитоидов и представлены крупно- и мелкозернистыми гранатовыми, гранато-амфиболовыми, гранато-пироксеновыми, гранато-эпидотовыми и пироксен-везувияновыми разностями. Гранат в них характеризуется преимущественно андрадитовой разностью. Автоскарны представлены эпидотизированными трондъемитами, которые развиваются главным образом вдоль скарновой полосы и в пределах ксенолитовых тел аллоскарнов.

Предположение Х.М.Абдуллаева о том, что большинство скарновых тел Западного Узбекистана образовалось в связи с ранними фазами гранитоидных интрузий и аналогичные выводы других исследователей (Х.Н.Баймухамедов, И.Х.Хамрабаев и др.) подтвердили результаты наших наблюдений над скарнами Букантау.

^X Возраст интрузива спорны.

Скарново-рудные образования Букантау связаны с тонолит-трондьемитовой формацией (II фаза) гранитоидного комплекса герцинского тектоно-магматического цикла и пересекаются дайками гранит-порфиров и андитов гранитовой формации (III фаза) того же комплекса, которые секутся дайками гранодиорит-порфиров и лампрофиров дайкового комплекса позднего этапа герцинского тектоно-магматического цикла (рис.1).

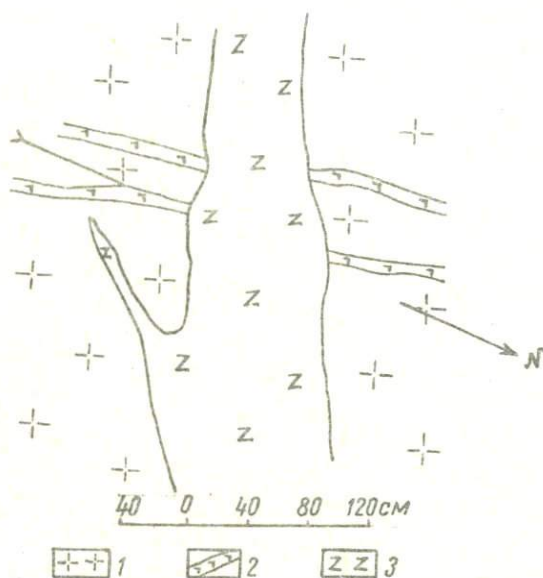


Рис.1. Взаимотношение дайковых образований скарнового поля Оразалы (с.Букантау).

1 - гранодиорит-порфиры; 2 - гранит-порфиры;
3 - лампрофиры.

На эти дайки и вмещающие их гранитоидные образования накапливаются процессы амьбитизации, турмалинизации, хлоритизации, окварцевания и самые поздние в районе кварцевые образования с проявлениями золото-сурьмяной минерализации кварц-антимонит-серебряно-золоторудной формации (рис.2).

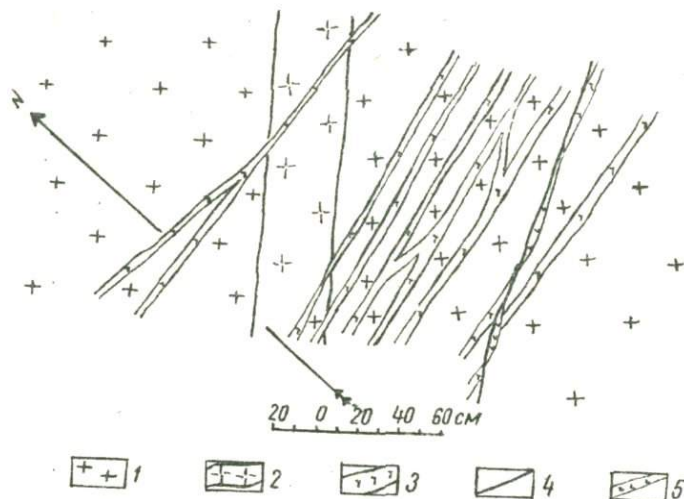


Рис.2. Взаимоотношение дайковых и кварц-антимонитовых проявлений скарнового поля Оразалы (с.Букантау).

1 - тронджемиты; 2 - гранодиорит-порфиры;
 3 - гранит-порфиры; 4 - линия тектонического нарушения; 5 - линзы гидротермального кварца со слабой сульфидной минерализацией.

Следовательно, в районе Оразалы (с.Букантау) установлены скарново-медно-редкометалльный и кварцево-сурьмяно-золоторудный этапы постмагматической минерализации.

В.М. Турлычкин, А.Б. Хисамутдинов

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СКАРНОВО-РУДНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ МАГИАН-АРЧАМАЙДАНСКОГО РАЙОНА
(СЕВЕРНЫЙ СКЛОН ЗАРАФШАНСКОГО ХРЕБТА)

Скарново-рудные месторождения Магиан-Арчамайданского района расположены на территории Таджикской ССР, в приосевой части Зарафшанского хребта, в бассейне р. Магиандария и левых составляющих р. Арчамайдан. В геологическом отношении район принадлежит западной части Зарафшано-Гиссарской структурно-фациальной зоны, где преимущественно развиты карбонатные толщи среднего палеозоя, прорванные малыми интрузиями гранодиоритов, что обуславливает широкое распространение здесь скарнов с наложенным золотым и вольфрамовым обогащением. Наиболее крупным (60 км²) гранитным массивом района является Чинарсайская интрузия, представляющая сложно-построенный лакколит, приуроченный к замковой части антиклиналя. В юго-восточном направлении от нее отмечаются мелкие изолированные выходы гранодиоритов, площадь которых измеряется всего несколькими сотнями, а иногда и десятками квадратных метров, сложенные преимущественно порфировидными гранодиоритами, внешне очень сходными с гранодиоритами Кара-Тюбе. Состав ее следующий: платоклазы (№№ 33-37), микроклин, хлоритизированный биотит, катаклазированный кварц, редко хлоритизированный амфибол.

Все известные месторождения и рудопроявления в районе золоторедкометальной минерализации тяготеют к линейным зонам северо-западного простирания, которые трассируются крупными разрывными нарушениями сбросо-сдвигового характера, выходами мелких гранитоидных интрузий и дайками кислого, основного и субщелочного состава.

Главные геологические особенности размещения рудных полей и месторождений - следующие:

1) рудные поля размещаются в пределах протяженной системы глубинных разломов, имеющих северо-западное простирание;

2) под углом к основной системе разломов намечается диагональная система разрывных нарушений северо-восточного простирания, к узлам сочленения которых, обусловленных высокой трещиноватостью пород, приурочены трещинные интрузии гранодиоритового состава;

3) интрузии обладают небольшими (не более 60 м²) площадными размерами, имеют сложную морфологию, типичную для трещинного типа интрузий, и чаще всего залегают в замковых частях антиклиналей;

4) золото-редкометальное оруденение, пространственно тяготеющее к выходам гранодиоритовых интрузий, представлено на месторождениях вольфрамовым, золото-вольфрамовым и золоторудным типами. Промышленных концентраций в рудах достигают содержания мышьяка, меди, олова и др.;

5) вольфрамовые месторождения тяготеют к более глубоко эродированным интрузиям. Ведущий минерал - шеелит. Руды представлены пироксеновыми скарнами, развитыми на контакте преимущественно доломитов и доломитизированных известняков с гранодиоритами и терригенных и карбонатных пород вблизи интрузива;

6) золоторудные месторождения характеризуются наложенным на скарны гидротермально-метасоматическим типом оруденения. Концентрации золота приурочены к минерализованным сульфидам (пирит, пирротин, халькопирит, арсенопирит и др.), серпентинизированным и окварцованным скарнам пироксенового и гранат-амфиболового состава, кварц-карбонатным породам, развитым на контакте с гранодиоритами и в зонах интенсивной трещиноватости.

Отмечено тяготение золоторудных проявлений к менее эродированным трещинным интрузиям. В пределах Маглан-Арчамайданского рудного района выделен ряд рудных полей (с востока на запад): Сарыматское рудное поле с существенно вольфрамовым типом оруденения, варуйское рудное поле, слабо изученное, где отмечается золоторудный тип проявлений;

Мосрифская группа золоторудных месторождений; Чинорсайское рудное поле с золото-вольфрамовым типом оруденения.

В геологическом строении месторождений устанавливается два основных геолого-структурных типа: рудные седловидные залежи в ядрах антиклинальных складок и рудные залежи на пологих участках контактов гранодиоритов и карбонатных пород.

Типичный пример первого типа рудолокализации - месторождение, расположенное на западном фланге Мосрифского рудного поля. Структура месторождения определяется антиклинальной складкой, ограниченной двумя разломами. Шарнир складки погружается на юго-восток под углом $30-35^{\circ}$. В ядре складки размещается интрузия гранодиоритов седловидной формы. В известняках над кровлей интрузии располагается основная скарново-рудная залежь с арсенопирит-халькопиритовой и золотой минерализациями. Строение скарново-рудной залежи, согласно облегающей интрузию, сложное. По генетическим особенностям здесь устанавливается три основных этапа проявления постмагматических процессов.

Дорудный охватывает процессы образования магнезиальных и известковых скарнов в карбонатных и биотит-кальциатовых роговиках в алюмосиликатных породах. Предрудный этап проявлен гидротизацией скарнов, доломитизацией известняков, березитизацией гранодиоритов и образованием "вторичных кварцитов". Рудный (или гидротермальный) этап охватывает ряд минеральных стадий: ранних и поздних сульфидов, карбонатно-антимонитовую и гематитовую. Среди рудных тел выделяются два основных типа промышленных прожилково-вкрапленных руд: золото-халькопирит-арсенопиритового и золото-халькопиритового составов. Золото повсеместно представлено субмикроскопическими выделениями с размерами золотинок до 5 мкр.

Второй тип рудолокализации широко распространен на всех рудных полях. Контакты гранодиоритовых интрузий в плане и по падению имеют сложную конфигурацию. Наибольшая мощность скарново-рудных залежей отмечена на относительно пологих и мульдообразных гранях контактов. Залежи имеют

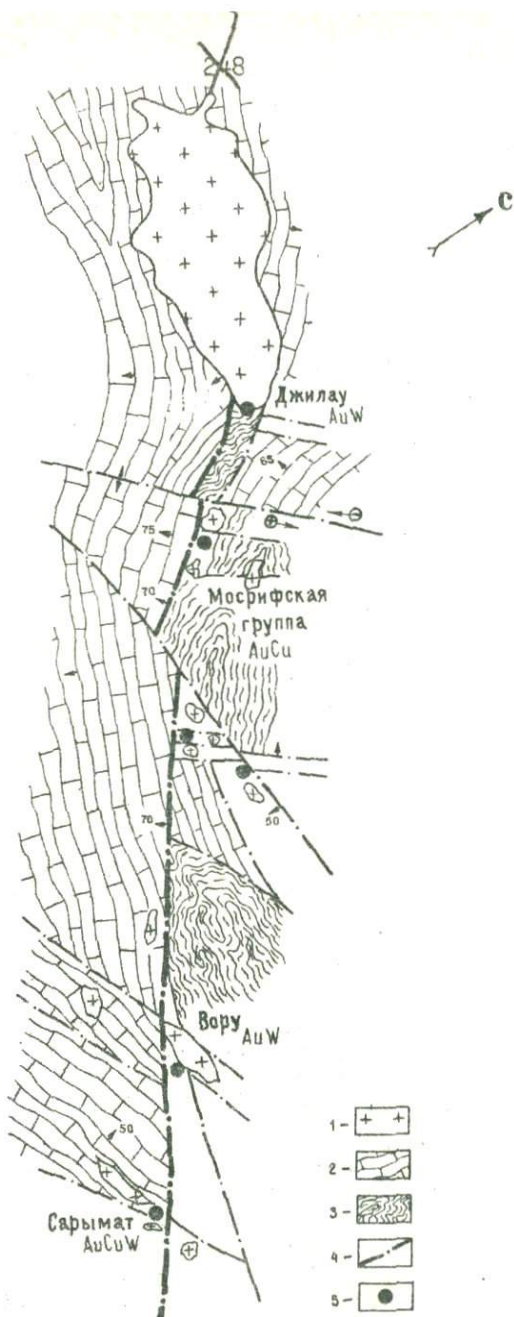


Схема размещения скарново-рудных месторождений Магиан-Арчамайданского района;

1-гранодиориты; 2-известняки S_{2ld-D_1} ; 3-терригенные образования; 4-разрывные нарушения; 5-скарново-рудные месторождения.

в общем линзовидный характер. На крутых гранях мощность зон скарирования резко уменьшается и отмечается лишь серпентинизация карбонатных пород.

Типичный пример описываемой рудолокализации - месторождение Гиждарва. Структура месторождения определяется сочленением двух глубинных разломов - Мосрифского и Гиждарвинского, к которым приурочены трещинные интрузии гранодиоритов.

Основное рудное тело залегает в висячем боку интрузии на контакте с карбонатными породами. Оруденение представлено интенсивно серпентинизированными пироксеновыми скарнами с обильной сульфидной минерализацией пирит-халькопирит-арсенопиритового состава. Золотосодержащее рудное тело представляет более узкую зону, протягивающуюся внутри скарновой залежи. На участках пережимов золото отмечается в измененном эндоконтакте гранодиоритов. Залежь имеет общее юго-восточное склонение и ограничивается участками более крутого падения контакта. Юго-восточнее, на глубине, редкими скважинами вскрывается следующая залежь. На месторождении золоторудные тела в подчиненных количествах отмечаются в мощных дорудных зонах брекчирования, насыщенных инъекциями гранодиоритов, проявляются скарны, сульфидная минерализация и интенсивная серпентинизация.

Месторождение Новый Сарымат расположено на левом борту сая Сарымат в непосредственной близости от вольфрамового месторождения Сарымат. Здесь обнажается полого падающее в северные румбы интрузия гранодиоритового состава. В висячем боку интрузии на контакте с мраморизованными известняками и частично роговиками отмечаются гранат-пироксеновые скарны с шеелитовой и сульфидной минерализацией. Протяженность скарновых тел достигает сотен метров, мощность изменяется от нескольких до первых десятков метров в раздувах.

В гранодиоритах вблизи контакта отмечается интенсивное окварцевание и серии разнонаправленных кварцевых прожилков с шеелитом. На флангах месторождения прослеживаются протяженные зоны брекчированных известняков с густыми

прожилками волластонитовых скарнов. Эти проявления — признак скрытых на глубине залежей пироксен-гранатовых скарнов вблизи и на контакте карбонатных пород с гранодiorитами (подтверждено поисково-разведочными скважинами).

Таким образом, скарново-рудные месторождения Маглан-Арчамайданского района размещены в линейно-вытянутой тектонической зоне с-з простирания, трассированы разрывными нарушениями, зонами смятия и выходами малых интрузий гранодiorитового состава, относящимися к одной генетической группе постмагматических формаций.

Месторождения концентрируются в узлах пересечения основной с-з структуры разрывами с-з простирания.

Рудоносные залежи приурочиваются к пологим складкам, осложненным разрывами, мелкой гофрировкой, при этом немаловажна экранирующая роль известняков с подстилающими или перекрывающими терригенными породами.

Выходы предрудных изменений роговикового типа, волластонитовые скарны и зоны окварцевания, анкеритизация и доломитизация свидетельствуют о верхних границах скрытых на глубине гранат-пироксеновых скарнов с золото-редкометалльной минерализацией.

Перспективными на скарново-вольфрамовую минерализацию можно считать фланги крупных интрузивных выходов и глубокие горизонты скарново-золоторудных месторождений.

Значительный вертикальный размах скарново-рудной минерализации свидетельствует о перспективах как по падению и простиранию выявленных скарново-рудных проявлений, так и на обнаружении скарново-рудных тел, не вскрытых эрозией.

СО Д Е Р Ж А Н И Е

Стр.

I. Геологические условия образования
и закономерности размещения скарново-
рудных месторождений Средней Азии

Х.Н. Баймухамедов. Проблемы геологии и генезиса скарново-рудных месторождений Средней Азии	3
Т.М. Мацоккина, И.Х. Хамрабаев, Х.Н. Баймухамедов, М.С. Кучукова, А. Какхаров, К.Л. Бабаев, А.З. Юлдашев, М.Х. Турсунов, И.М. Мирходжаев, С.М. Халиков. Условия образования и закономерности размещения скарново-рудных месторождений Средней Азии	5
Х.Н. Баймухамедов, Т.З. Закиров, Т.К. Арифджанов, С.М. Халиков, А.З. Юлдашев, М.Х. Турсунов. Формации и закономерности размещения скарново-рудных образований юго-западного Узбекистана	18
И.Х. Хамрабаев, М.С. Кучукова, М.И. Исмаилов, З.М. Мурадов, Н.К. Джамалетдинов. Закономерности размещения и формирования скарново-редкометалльной минерализации (на примере Ингичкинского, Койтагского, Дянгарского и Каратибинского рудных полей Западного Узбекистана)	27
В.Г. Гарьковец, И.Н. Галахов, И.В. Мушкин. Некоторые геотектонические и магматические факторы металлогенической специализации скарнов западной части Южного Тянь-Шаня	38
Р.Д. Дженчурова. О соотношении процессов скарнообразования и оруденения на примере месторождений Сандалаш-Чаткальской зоны	40

- В.А. Королев, Ю.А. Аверин, Х.А. Акбаров, С.А. Денисов, В.Я. Зималина, Т.М. Марицов, В.Ф. Смыслов, А.В. Тарасов, М. Умарходжаев, Ш.Д. Фатхуллаев. Факторы размещения эндогенного гидротермального оруденения в скарнах (на примере месторождений вольфрама, свинца, цинка, меди, золота, олова Средней Азии) 45
- А. Каххаров. Закономерности размещения скарново-железородных и скарново-полиметаллических месторождений Чаткало-Кураминского региона 55
- В.Н. Ушаков. Некоторые закономерности размещения шеелитоносных скарнов Южного Тянь-Шаня 63
- Т.Ш. Хаджиев, Т.М. Мацоккина, М.С. Кучкова, Л.Н. Еникеева. К вопросу о металлогеническом значении скарнов доломитовых контактов (по материалам Узбекистана и сопредельных регионов) 69
- Х.А. Акбаров, М. Умарходжаев, Р.Н. Ашрапов. Типы скарновых месторождений Средней Азии 74

II. Физико-химические условия образования скарнов

- В.А. Жариков. Некоторые важные проблемы образования и оруденения скарнов 80
- Л.И. Шабнин. О взаимоотношении скарнов и оруденения в доломитовых контактах 81
- Н.Н. Перцев. Различия в процессе скарнообразования доломитовых и известняковых контактов 88

III. Взаимоотношение скарнов с другими типами минерализации

- Т.Х. Арифджанов. Основные факторы, определяющие минеральный состав скарнов Чахыл-Калыских гор 90

- Н.А. Б л о х и н а. Закономерности образования золото-рудных месторождений в скарнах магнезиально-скарновой формации (на примере Центрального Таджикистана) 96
- Х.Н. Б а й м у х а м е д о в, А.З. Ю л д а ш е в. Фациальность скарновых месторождений и их рудоносность на примере Юго-Западного Узбекистана 99
- С.Т. Б а д а л о в. О генетической связи скарново-шеелитовых и кварц-шеелит-золоторудных месторождений Западного Узбекистана 101
- В.А. А р а п о в, В.П. К о р ж а е в, В.В. М и х а й л о в, Ю.В. Н е к л ю д о в. Роль позднепалеозойских вулканитов в размещении скарново-рудной минерализации Чаткало-Кураминских гор 108
- В.Н. Д о л ж е н к о, Л.Н. М о з о л е в. Особенности связи золотого оруденения со скарнами горного обрамления долины Тогуз-Торо в Центральном Тянь-Шане и их поисковое значение 110
- А.Б. П а в л о в с к и й. О соотношении оловянного оруденения со скарнами и раннегидротермальными метасоматитами 116
- И.М. Е в ф и м е н к о.** Об оловоносности скарнов Узбекистана 121
- А.Е. Б е к м у х а м е т о в. Новые данные по геологии и генетическим особенностям скарново-магнетитовых месторождений Тургая и Мугоджар 127
- А.А. А б д у к а я м о в. О золотоносности скарнов месторождения Акташ (Киргизский хребет) 133
- Х.Н. Б а й м у х а м е д о в, М.Х. Т у р с у н о в, Т.З. З а к и р о в. Соотношение скарново-рудных и гидротермальных образований Юго-Западного Узбекистана 136
- М.И. И с м а и л о в, М.С. К у ч у к о в а, А.Б. П л а к с и н а, А.А. Б а б а д ж а н о в. Место вольфрамового и молибденового оруденения в скарново-рудном процессе (на примере скарново-редкометалльных месторождений Зап. Узбекистана) 144

- И.А. У с м а н о в. Геологические условия размещения оруденения скарново-оловянно-полиметаллической формации 153
- В.А. Х о р в а т, Ф.Я. И ш м у р з и н. Взаимотношения скарнов и комплексного золото-висмут-медно-вольфрамового оруденения (на примере Кумбельского рудного поля, Северная Киргизия) 156
- В.Д. О т р о щ е н к о, Л.С. С у щ и н с к и й, Л.М. К р и к у н о в а. Геология скарново-шеелитовых формаций Каратюбинского района 159
- И.А. З о т е в, В.И. К и с е л е в. Генезис Кухилалского магнезиально-скарнового месторождения благородной шпидели, драгоценного клиногумита и талька (Юго-Западный Памир) 169
- В.А. К о р о л е в, Н.Н. К о р о л е в а. Критерии разновозрастности скарнов и оруденения в месторождениях Средней Азии 176
- Х.Н. Б а й м у х а м е д о в, С.И. И б а д у л л а е в, Л.А. Б ы к о в. Соотношение пегматитов со скарново-рудными образованиями на примере Узбекистана 185
- З.А. О б р а з ц о в а, В.И. Д а н и л е в с к и й, П.Ю. Х о д а н о в и ч. Факторы рудной специализации скарновых месторождений в Таджикском Кармазаре 191
- Л.А. М и р о ш н и ч е н к о. Формации контактово-метасоматических месторождений Казахстана 195
- А.С. К у р б а н о в. Генетические соотношения скарново- и кварцево-золоторудных месторождений Зирабулак-Зиаатдинских гор (Западный Узбекистан) 197
- Л.З. П а л е й, Р.И. Я р о с л а в с к и й. Золотоносные магнетитовые скарны Северного Нурау - новый тип минерализации в Западном Узбекистане 200
- А. К а х х а р о в. Этапы минерализации скарново-железорудных месторождений и некоторые вопросы режима кислотности-щелочности постмагматических растворов 202

IV. Вопросы прогнозирования и оценки
скарново-рудных месторождений

- Ю.С. Ш и х и н, М.Е. За п р о м е т о в, В.И. Ц е -
м и н а л ь н ы й. Принципы прогнозирования скры-
тых скарново-рудных месторождений 212
- В.А. В о р о н и ч. Таксоны скарново-рудных месторож-
дений Средней Азии и их признаки 215
- С.И. И б а д у л л а е в, А.З. Ю л д а ш е в. Геохи-
мические особенности оловоносных скарнов Южного
Узбекистана и прогнозирование оруденения 219
- С.В. Г р и г о р я н, Ю.И. П е т р о в. Первичные оре-
олы и их значение в познании генезиса и оценки
перспектив скарново-щелочных месторождений . . . 221
- Э.Г. К а с с а н д р о в. Взаимоотношения скарновых
и вулканогенно-осадочных железорудных месторож-
дений (на примере Алтая) 223
- И.М. Г о л о в а н о в, Т.С. Т я м о ф е е в а. Генетические и минералого-геохимические особенности
скарново-медно-золоторудной формации Западного
Тянь-Шаня 225
- В.Б. Ш у в а л о в. Геохимические особенности скарно-
во-рудных тел Ташкертгана (бассейн р.Пскем, Запад-
ный Тянь-Шань) 230
- К.Д. Б а б а е в. Генетические типы редкометальных
месторождений гранитоидного ряда и закономернос-
ти их размещения (на примере Тянь-Шаня) 238
- Х.Р. Р а х м а т у л л а е в. О взаимоотношении скар-
нов, даек и оруденения гор Букантау 242
- В.М. Т у р л и ч к и н, А.Б. Х и с а м у т д и н о в. Геолого-структурные особенности скарново-рудных
месторождений Магиан-Арчамайданского района
(Северный склон Зарафшанского хребта) 245

Х.Н.Баймухамедов

**ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ И ГЕНЕЗИСА СКАРНОВО-РУДНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ СРЕДНЕЙ АЗИИ**

Сб. "Проблемы геологии и генезиса скарново-рудных месторождений Средней Азии", 1977, Изд-во "Фан" УзССР, стр. - 2.

Скарны - важный источник добычи ряда полезных ископаемых. За последние десятилетия представления об образовании скарнов значительно изменились, развились, тем не менее некоторые вопросы геологии и генезиса скарнов пока изучены недостаточно.

УДК 553.064.32.078(575)

Т.М.Мацокина, И.Х.Хамрабаев, Х.Н.Баймухамедов,
М.С.Кучукова, А.Каххаров, К.Л.Бабаев, А.З.Юлдашев,
М.Х.Турсунов, И.М.Мирхаджаев, С.М.Халиков

**УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ, ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ
СКАРНОВО-РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СРЕДНЕЙ АЗИИ
И СОСТОЯНИЕ ИХ ИЗУЧЕННОСТИ**

Сб. "Проблемы геологии и генезиса скарново-рудных месторождений Средней Азии", 1977, Изд-во "Фан" УзССР, стр. -13.

В статье рассмотрены закономерности размещения и специализации скарново-рудных образований в различных тектонических структурах Средней Азии, связь с различными типами интрузивных образований, влияние на состав скарнов и руд состава вмещающих осадочно-эффузивных толщ, особенности развития скарново-рудных процессов в различных тек-

тонических циклах и внутри их. Поднимаются некоторые вопросы взаимоотношения скарнов и руд, источников рудного вещества в скарнах. Рассматриваются возможные пути и методы прогнозирования скарново-рудных объектов, особенно не выходящих на земную поверхность.

УДК 553.061.13(575.13+575.15)

Х.Н.Баймухамедов, Т.З.Закиров, Т.Х.Арифджанов,
С.М.Халиков, А.З.Юлдашев, М.Х.Турсунов

ФОРМАЦИИ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ СКАРНОВО-РУДНЫХ
ОБРАЗОВАНИЙ ЮГО-ЗАПАДНОГО УЗБЕКИСТАНА

Сб. "Проблемы геологии и генезиса скарново-рудных месторождений Средней Азии", 1977, Изд-во "Фан" УзССР, табл.-I, стр.-9.

На основе обобщения накопленного материала сделана попытка формационно-металлогенической систематизации скарново-рудных образований Юго-Западного Узбекистана и рассмотрены некоторые закономерности их размещения. Основная масса скарново-рудных формаций связана с герцинскими гранитоидами, скарново-полиметаллические - с позднегерцинскими мальми и субвулканическими интрузиями. Существует закономерная связь определенных формаций оруденения с определенными литолого-петрографическими типами вмещающих пород и складчатых структур. Изложенное поможет целесообразному экономически эффективному ведению поисково-разведочных работ.

УДК 553.064.32'493,5.078(575.I-15)

И.Х.Хамрабаев, М.С.Кучукова, М.И.Исмаилов,
З.М.Мурадов, Н.К.Джамалетдинов

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ СКАРНОВО-
РЕДКОМЕТАЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ (НА ПРИМЕРЕ ИНГИЧКИНСКОГО,
КОЙТАШСКОГО, ЛЯНГАРСКОГО И КАРАТЮВИНСКОГО РУДНЫХ
ПОЛЕЙ ЗАПАДНОГО УЗБЕКИСТАНА)

Сб. "Проблемы геологии и генезиса скарново-рудных место-
рождений Средней Азии", 1977, Изд-во "Фан" УзССР, Библиограф. -
25 назв., стр. - II.

На основе новых фактических данных, полученных ав-
торами, уточнены значения ранее известных и выявлены новые
факторы размещения и формирования скарново-редкометалльных
месторождений Западного Узбекистана. Авторы считают возмож-
ным использовать эти факторы в качестве поисковых критери-
ев скрытого оруденения.

УДК 553.064.32.078(235.216-15)

В.Г.Гарьковец, И.Н.Галахов, И.В.Мушкин

НЕКОТОРЫЕ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ И МАГМАТИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ
МЕТАЛЛОГЕНЕТИЧЕСКОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ СКАРНОВ
ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Сб. "Проблемы геологии и генезиса скарново-рудных место-
рождений Средней Азии", 1977, Изд-во "Фан" УзССР, стр. - 2.

По мнению авторов, скарны рассматриваемой террито-
рии феноменологически связаны с оротенными гранитоидами,
что отражается в специализации их на вольфрам. Специализа-
ция скарново-рудных полей обусловлена структурно-формацион-
ной зональностью и блоковостью региона. Интенсивность ору-
денения определена кинематикой движения блоков и позицией
объектов относительно оротенных структур.

Р.Д.Дженчураева

О СООТНОШЕНИИ ПРОЦЕССОВ СКАРНООБРАЗОВАНИЯ
И ОРУДЕНЕНИЯ НА ПРИМЕРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ САНДАЛАШ-
ЧАТКАЛЬСКОЙ ЗОНЫ

Сб. "Проблемы геологии и генезиса скарново-рудных месторождений Средней Азии", 1977, Изд-во "Фан" УзССР, стр. - 5.

На материале ряда объектов Сандалаш-Чаткальской зоны разбираются скарново-рудные объекты двух формационных групп: месторождения, возникшие в контактах активных интрузий и доломитов и сформировавшиеся в известняковых контактах.

Дается характеристика зональности скарново-рудных образований и описывается положение оруденения в пространстве и во времени. Делается вывод о формировании золото-медного оруденения в кислотную стадию единого скарново-рудного процесса.

УДК 553.3.065'064.32.078

В.А.Королев, Ю.А.Аверин, Х.А.Акбаров, С.А.Денисов,
В.Я.Зималина, Т.М. Марипов, В.Я.Смыслов, А.В.Тарасов,
М.Умарходжаев, Ш.Д.Фатхуллаев

ФАКТОРЫ РАЗМЕЩЕНИЯ ЭНДОГЕННОГО ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО
ОРУДЕНЕНИЯ В СКАРНАХ

Сб. "Проблемы геологии и генезиса скарново-рудных месторождений Средней Азии", 1977, Изд-во "Фан" УзССР,
Табл. - I, рис. - I, стр. - 10.

На примере вольфрамовых, свинцово-цинковых и оловянных скарновых месторождений Средней Азии рассмотрены вопросы количественной оценки факторов локализации оруденения. Математико-статистическими методами изучен характер распределения полезных компонентов в рудных телах различных геолого-структурных типов месторождений. Отмечена необходимость проведения геолого-структурных исследований на скарновых месторождениях для установления основных факторов и условий локализации оруденения.

УДК 553.078:553.064.32+553.31+553.44(575.II)

А. Каххаров

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ СКАРНОВО-ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ
И СКАРНОВО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ЧАТКАЛО-КУРАМИНСКОГО РЕГИОНА

Сб. "Проблемы геологии и генезиса скарново-рудных месторождений Средней Азии", 1977, Изд-во "Фан" УзССР, Библ.-
18 назв., стр. - 8.

В статье рассмотрены главные факторы, контролирующие пространственное размещение и залегание скарново-железородных и скарново-полиметаллических месторождений в Чаткало-Кураминском регионе: магматический, металлогенический и структурный.

Выявленные данные можно использовать при составлении прогнозных и металлогенических карт и проведении детальных поисково-съёмочных работ.

УДК 553,463,078(235.216-13)

В. Н. Ушаков

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ШЕЕЛИТОНОСНЫХ
СКАРНОВ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Сб. "Проблемы геологии и генезиса скарново-рудных месторождений Средней Азии", 1977, Изд-во "Фан" УзССР, Библ.-
12 назв., стр. - 6.

Рассмотрены формационно-тектонические факторы размещения скарново-шеелитовых узлов и рудных полей Южного Тянь-Шаня, которые в совокупности с магматическими могут служить основой прогнозных построений.

УДК 553.064.9(575,1)

Т.Ш.Хаджиев, Т.М.Мацокина,
М.С.Кучукова, Л.Н.Еникеева

К ВОПРОСУ О МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОМ ЗНАЧЕНИИ СКАРНОВ ДОЛОМИТОВЫХ КОНТАКТОВ

Сб. "Проблемы геологии и генезиса скарново-рудных месторождений Средней Азии", 1977, Изд-во "Фан" УзССР. Библ.- 6 назв., стр.-5.

В статье охарактеризована металлогеническая специализация аподоломитовых метасоматитов, выражающаяся в приуроченности к ним боровой, вольфрамово-молибденовой, полиметаллической и др. минерализаций. Отмечено своеобразие парагенетических ассоциаций аподоломитовых метасоматитов.

УДК 553.3.064.32(575)

Х.А.Акбаров, М.Умарходжаев, Р.Н.Ашрапов

ТИПЫ СКАРНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Сб. "Проблемы геологии и генезиса скарново-рудных месторождений Средней Азии", 1977, Изд-во "Фан" УзССР. Табл.- I, стр.-6.

Выяснена роль физико-химических особенностей вмещающих пород в контактовых месторождениях, их влияние на морфологию контактовых поверхностей. В зависимости от отношения контакта интрузивов с вмещающими породами месторождения делятся на пять геолого-структурных типов: в согласных и подобных контактах, прогибах кровли, секущих контактах, пересечениях контактовой поверхности разломами и связанные с апофизами, дайками и интрузивными штоками в породах кровли.

Изучение особенностей геолого-структурных типов скарновых месторождений позволит рационально проводить поисково-разведочные работы.

УДК 553.064.32.06(470.311)

В.А.Жариков

НЕКОТОРЫЕ ВАЖНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ОБРАЗОВАНИЯ
И ОРУДЕНЕНИЯ СКАРНОВ

Сб. "Проблемы геологии и генезиса скарново-рудных месторождений Средней Азии", 1977, Изд-во "Фан" УзССР, стр.- I.

Обращается внимание исследователей на актуальные проблемы образования и оруденения скарнов.

УДК 553.064.9

Л.И.Шабнин

О ВЗАИМООТНОШЕНИИ СКАРНОВ И ОРУДЕНЕНИЯ
В ДОЛОМИТОВЫХ КОНТАКТАХ

Сб. "Проблемы геологии и генезиса скарново-рудных месторождений Средней Азии", 1977, Изд-во "Фан" УзССР, стр.-7.

В статье рассмотрено положение во времени оруденения скарновых месторождений цветных и редких металлов в доломитовых контактах. Эволюция послемагматических растворов обуславливает определенную последовательность изменений исходных магнезиальных скарнов (преобразование и замещение известковыми скарнами, кислотное выщелачивание и др.). При благоприятных прочих условиях эти изменения сопровождаются рудной минерализацией, минеральный состав которой меняется в соответствии с физико-химической обстановкой. Обращено внимание на несоответствие терминов "наложенные скарны", "наложенное оруденение", "сопутствующее оруденение" реальным условиям появления этих образований и предложено более строгое употребление термина "наложенный". Показана перспектива существенного повышения эффективности поисков в дифференцированном (по формациям известковых скарнов) подходе к прогнозированию и поискам.

Н.Н.Перцев

РАЗЛИЧИЯ В ПРОЦЕССЕ СКАРНООБРАЗОВАНИЯ
ДОЛОМИТОВЫХ И ИЗВЕСТНЯКОВЫХ КОНТАКТОВ

Сб. "Проблемы геологии и генезиса скарново-рудных месторождений Средней Азии", 1977, Изд-во "Фан" УзССР, стр. - 2.

Рассмотрены причины различного отношения доломитов и известняков к скарнообразованию магматического и постмагматического этапов.

УДК 553.064.32:549.1(575.14)

Т.Х.Арифджанов

ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ МИНЕРАЛЬНЫЙ
СОСТАВ СКАРНОВ ЧАКЫЛ-КАЛЯНСКИХ ГОР

Сб. "Проблемы геологии и генезиса скарново-рудных месторождений Средней Азии", 1977, Изд-во "Фан" УзССР, стр. - 6.

Сложность минерального состава скарновых тел Ча-кыл-Калянских гор, представленных образованиями магнизи-ально- и известково-скарновых формаций, обусловлена в основном исходным составом вмещающих пород, этапностью и стадийностью скарново-рудного процесса, типом замещения (инфильтрация или диффузия), а также физико-химическими и термодинамическими условиями, сопровождающими процесс.

УДК 553.23+553.41 (575.3)

Н.А.Блохина

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
В СКАРНАХ МАГНЕЗИАЛЬНО-СКАРНОВОЙ ФОРМАЦИИ
(НА ПРИМЕРЕ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТАДЖИКИСТАНА)

Сб. "Проблемы геологии и генезиса скарново-рудных месторождений Средней Азии", 1977, Изд-во "Фан" УзССР, стр.- 3.

Описаны геологические условия образования и минералого-геохимические особенности золоторудных месторождений в скарнах доломитовых контактов.

УДК 553.064.32(575.1-14)

Х.Н.Баймухамедов, А.З.Юлдашев

ФАЦИАЛЬНОСТЬ СКАРНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ИХ
РУДОНОСНОСТЬ НА ПРИМЕРЕ ЮГО-ЗАПАДНОГО
УЗБЕКИСТАНА

Сб. "Проблемы геологии и генезиса скарново-рудных месторождений Средней Азии", 1977, Изд-во "Фан" УзССР, стр.- 2.

На основании геологических, минералогических, геохимических и других анализов в пределах Юго-Западного Узбекистана выделены два фациальных разновозрастных генетических типа скарновых месторождений с характерными комплексами рудной минерализации: одни из них сопровождают процесс скарнообразования, а другие налагаются.

Фациальный анализ и изучение степени эродированности дает представление о перспективности месторождений.

УДК 553.2+553.4II+549.76I.53(575.I4+575.I6)

С.Т.Бадалов

О ГЕНЕТИЧЕСКОЙ СВЯЗИ СКАРНОВО-ШЕЕЛИТОВЫХ
И КВАРЦ-ШЕЕЛИТ-ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ЗАПАДНОГО УЗБЕКИСТАНА

Сб. "Проблемы геологии и генезиса скарново-рудных месторождений Средней Азии", 1977, Изд-во "Фан" УзССР, Библ.-19, стр.- 7.

Выделены минералого-геохимические и генетические признаки единства процессов возникновения месторождений от собственно скарново-шеелитовых до кварцево-золоторудных с шеелитом. Важное значение отведено общему источнику золота, вольфрама и кремнезема - вмещающим углеродисто-песчанистым породам, близости по времени отложения золота и шеелита, особенно в поздних стадиях и др. Кварц-сульфидные прожилки с золотом и шеелитом рекомендованы как поисковый критерий на скарново-шеелитовое оруденение в благоприятных условиях.

УДК 553.064.32:552.3(575.II)

В.А.Арапов, В.П.Коржаев,
В.В.Михайлов, Ю.В.НеклюдовРОЛЬ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИТОВ В РАЗМЕЩЕНИИ
СКАРНОВО-РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ЧАТКАЛО-
КУРАМИНСКИХ ГОР

Сб. "Проблемы геологии и генезиса скарново-рудных месторождений Средней Азии", 1977, Изд-во "Фан" УзССР, стр.- 2.

По мнению авторов, значительная часть скарново-рудных образований Чаткало-Кураминских гор связана с пост-вулканическими гидротермальными процессами.

В.Н.Долженко, Л.Н.Мозолев

ОСОБЕННОСТИ СВЯЗИ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ СО СКАРНАМИ
ГОРНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ДОЛИНЫ ТОГУЗ-ТОРО

В ЦЕНТРАЛЬНОМ ТЯНЬ-ШАНЕ И ИХ ПОИСКОВОЕ ЗНАЧЕНИЕ

В сб. "Проблемы геологии и генезиса скарново-рудных месторождений Средней Азии", 1977, Изд-во "Фан" УзССР, Библ.-
5 назв., стр. - 6.

Выделены магнезиальные и известковые скарны, несущие магнетитовое, олово-вольфрамовое, полиметаллическое и бедное золотое оруденение на контакте карбоновых и пермских гранитоидов с карбонатными и кремнисто-карбонатными отложениями. Золотое оруденение локализовано за пределами основных скарновых зон во вмещающих кремнисто-карбонатных отложениях, служащих источником металла и сульфидов, в виде существенно кварцевых и кварц-волластонитовых пород. Геохимическая специализация интрузивных и осадочных пород, как и установленные закономерности размещения оруденения вблизи контактовых ореолов интрузий, позволяют обнаруживать не только известные, но и новые типы рудной минерализации в районе и соседних площадях вблизи разновозрастных интрузий.

УДК 553.064.32'065'45(575)

А.Б.Павловский

О СООТНОШЕНИИ ОЛОВЯННОГО ОРУДЕНЕНИЯ СО СКАРНАМИ
И РАННЕГИДРОТЕРМАЛЬНЫМИ МЕТАСОМАТИТАМИ

Сб. "Проблемы геологии и генезиса скарново-рудных месторождений Средней Азии", 1977, Изд-во "Фан" УзССР, Библ.-
3, стр. - 5.

Скарны, с которыми связано оруденение олова, являются образованиями, сформировавшимися в генетической связи с магматическими породами более ранних комплексов или

фаз. Оловорудная минерализация наложена на скарны, которые использует как вмещающую среду, при этом нередко выходя за их пределы.

УДК 553.45(575.1)

И.М.Евфименко

ОБ ОЛОВОНОСНОСТИ СКАРНОВ УЗБЕКИСТАНА

Сб. "Проблемы геологии и генезиса скарново-рудных месторождений Средней Азии", 1977, Изд-во "Фан" УзССР, стр.-6.

Произведено подразделение оловоносных скарнов на формации и субформации с указанием их многостадийности. Кратко освещены особенности геологического строения ряда оловоносных скарновых месторождений, приведены данные качественного и количественного анализов рудных образований. Выделены наиболее перспективные формации с рекомендациями на дальнейшие поисково-разведочные работы.

УДК 55÷553,061,12/17:853,064,32+553,311,2(574,21+234,854)

А.Б.Бекмухаметов

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОЛОГИИ И ГЕНЕТИЧЕСКИМ ОСОБЕННОСТЯМ СКАРНОВО-МАГНЕТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТУРГАЯ И МУГОДЖАР

Сб. "Проблемы геологии и генезиса скарново-рудных месторождений Средней Азии", 1977, Изд-во "Фан" УзССР, Библ.-15 назв., стр.-6.

Все скарново-магнетитовые месторождения Тургая и Мугоджар находятся в зонах непосредственного контакта или в эндоконтакте интрузий Сарбай-Соколовского комплекса. Широкое развитие флогопита, который ранее принимали за "крупночешуйчатый хлорит", и других магнезиальных образований доказывает **значительное** участие магнезиальных скарнов в формировании железорудных месторождений Тургая. Предложена минералого-генетическая классификация месторождений Тургая и Мугоджар. Выделены типоморфные особенности месторож-

дений Северной группы Тургайского прогиба на основании новых данных по оруденению, скарнированию, метаморфизму руд, приуроченности месторождений к различным зонам становления интрузивных колонн.

УДК 553.411.064.32(235.216.17)

А.А.Абдукажмов

**О ЗОЛОТОНОСНОСТИ СКАРНОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ АКТАШ
(КИРГИЗСКИЙ ХРЕБЕТ)**

Сб. "Проблемы геологии и генезиса скарново-рудных месторождений Средней Азии", 1977, Изд-во "Фан" УзССР,
Библи.- 3 назв., стр. -3.

Золотое и медное оруденения приурочены к гранатовым, пироксеновым скарнам и магнетитовым телам. Установлено отложение золота в два этапа - до сульфидного борнит-халькопиритового оруденения и после него в связи с апоскарновым березитовым комплексом изменений и золотоносными кварцевыми жилами.

Повышенные концентрации золота первого (каледонский) этапа приурочены к мангангеденбергитовым скарнам, замещающим гессонит, к гранитовым скарнам в местах перекристаллизации с образованием анизотропных разностей и замещения пироксеном, к магнетитовым телам (сопровождаются перекристаллизацией граната).

УДК 553.064.32*065(575.1-14)

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

**СООТНОШЕНИЕ СКАРНОВО-РУДНЫХ И ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ
ОБРАЗОВАНИЙ ЮГО-ЗАПАДНОГО УЗБЕКИСТАНА**

Сб. "Проблемы геологии и генезиса скарново-рудных месторождений Средней Азии", 1977, Изд-во "Фан" УзССР,
Табл.-2, библи.-9 назв., стр.-8.

В Юго-Западном Узбекистане отмечены гидротермальные и скарново-рудные формации, которые по преобладанию веду-

щего рудообразующего процесса можно разделить на соскарновые, скарново-гидротермальные и гидротермальные. В Каратюбинских и Чакылкалянских горах развиты соскарновые (вольфрам), в Юго-Западном Гиссаре – гидротермальные и скарново-гидротермальные (полиметаллы и др.), а в Зирабулак-Зиаэтдинских горах – соскарновые и гидротермальные. Это обусловило отчетливую металлогеническую специализацию отдельных частей региона. Сказанное, а также связь различных рудных формаций с разновозрастными интрузивными образованиями имеют важное значение при прогнозировании месторождений полезных ископаемых.

УДК 553.064.32+553.493.5(575.1-15)

М.И.Исмаилов, М.С.Кучукова, А.Б.Плаксина,
А.А.Бабаджанов

МЕСТО БОЛЬФРАМОВОГО И МОЛИБДЕНОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ В
СКАРНОВО-РУДНОМ ПРОЦЕССЕ (НА ПРИМЕРЕ СКАРНОВО-
РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗАП.УЗБЕКИСТАНА)

Сб. "Проблемы геологии и генезиса скарново-рудных месторождений Средней Азии", 1977, Изд-во "Фан" УзССР,
Библ. – 20 назв., стр.-9.

Обосновывается многостадийность вольфрамового оруденения: одновременного со скарновым процессом, сопряженного с ним и наложенного типов редкометального оруденения, соответствующих трем генерациям шеелита. По условиям локализации наложенный тип вольфрамового оруденения подразделяется на собственно наложенный подтип – руды скарновых зон (апогранитовая, апоскарновая, апокарбонатная) и автономный – вольфрамовое оруденение, формирующееся вне скарновых зон (в роговиках и др.) в виде секущих прожилков и жил.

УДК 553.44'45.064.32.078(575.1)

И.А.Усманов

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РАЗМЕЩЕНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ
СКАРНОВО-ОЛОВЯННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОЙ ФОРМАЦИИСб. "Проблемы геологии и генезиса скарново-рудных месторождений Средней Азии", 1977, Изд-во "Фан" УзССР.
Библи. - 3 назв., стр. - 3.

Скарново-оловянно-полиметаллическое месторождение Кызкурган сложено мраморизованными и доломитовыми известняками, прорванными с севера гранитоидами Зирабулакской интрузии.

В структурном отношении площадь Кызкурганского месторождения - часть южного крыла Зирабулакской антиклинали. Морфологически среди скарново-рудных тел выделяются жильные, штокообразные и контактовые тела вдоль даек. Главный скарнообразующий минерал - бесцветный, местами слабо-зеленоватый тремолит. По способу образования скарны подразделяются на биметасоматические и инфильтрационно-метасоматические. Источники растворов скарново-рудных образований надинтрузивной зоны находились в гранитоидных интрузиях повышенной основности (II-III фазы) верхнекарбон-нижнепермского комплекса.

УДК 553.064.9'411.9'436'498'463

В.А.Хорват, Ф.Я.Ишмурзин

ВЗАИМООТНОШЕНИЕ СКАРНОВ И КОМПЛЕКСНОГО ЗОЛОТО-ВИСМУТО-
МЕДНО-ВОЛЬФРАМОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ (НА ПРИМЕРЕ КУМБЕЛЬСКОГО
РУДНОГО ПОЛЯ, СЕВЕРНАЯ КИРГИЗИЯ)

Сб. "Проблемы геологии и генезиса скарново-рудных месторождений Средней Азии", 1977, Изд-во "Фан" УзССР, стр.-3.

Скарново-вольфрамовое с золотом, висмутом и медью оруденение Кумбеля сформировалось в один этап рудообразо-

вания и представляет генетический ряд последовательных рудных формаций: скарново-вольфрамовую, кварц-кальцит-золото-редкометальную и кварц-золоторудную вольфрамсодержащую. Их можно объединить в золото-вольфрамовый рудный комплекс, связанный с формацией гранитных батолитов инверсионного этапа развития Присонкульского района.

УДК 553.463.064.32(575.1)

В.Д.Отрошенко, Л.С.Сущинский, Л.М.Крикунова

ГЕОЛОГИЯ СКАРНОВО-ШЕЕЛИТОВЫХ ФОРМАЦИЙ
КАРАТКЕБИНСКОГО РАЙОНА

Сб. "Проблемы геологии и генезиса скарново-рудных месторождений Средней Азии", 1977, Изд-во "Фан" УзССР.

Табл.-1, рис.-1, библи.-12 назв., стр.-10.

Приведен геохимический и металлогенический анализ условий формирования и размещения скарново-шеелитовых формаций (известково- и магнезиально-скарновые). Намечено два источника вольфрама при образовании его концентраций в скарнах - породы поздних гранитоидных и в меньшей мере осадочно-метаморфической формаций. Ведущие рудоконтролирующие факторы - геохимический, магматический, формационно-литологический, структурно-тектонический и их сочетания.

УДК 553.064.3(575.3)

И.А.Зотов, В.И.Киселев

ГЕНЕЗИС КУХИЛАЛСКОГО МАГНЕЗИАЛЬНО-СКАРНОВОГО
МЕСТОРОЖДЕНИЯ БЛАГОРОДНОЙ ШПИНЕЛИ, ДРАГОЦЕННОГО
КЛИНОГУМИТА И ТАЛЬКА (ЮГО-ЗАПАДНЫЙ ПАМИР)

Сб. "Проблемы геологии и генезиса скарново-рудных месторождений Средней Азии", 1977, Изд-во "Фан" УзССР.

Библи. - 5 назв., стр. - 7.

Описана зональность и рассмотрены особенности формирования магнезиальных скарнов месторождения Кухилал, образованных в контактах гнейсов и магнезитовых мраморов,

входящих в состав нижней (горанская) свиты докембрийского регионально-метаморфического комплекса Юго-Западного Памира. Предполагается образование описываемых скарнов в результате мигматизации толщ. Рассмотрена роль диффузионных процессов при скарнообразовании, разобраны возможные причины образования экзотических кианит-кордиеритовых оклоскарновых пород, составляющих на месторождении закономерную зону в контакте с гнейсами и шпинель-энстатитовыми скарнами.

УДК 553.064.32(575)

В.А.Королев, Н.Н.Королева

КРИТЕРИИ РАЗНОВОЗРАСТНОСТИ СКАРНОВ И ОРУДЕНЕНИЯ
В МЕСТОРОЖДЕНИЯХ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Сб. "Проблемы геологии и генезиса скарново-рудных месторождений Средней Азии", 1977, Изд-во "Фан" УзССР.

Библ. - 14 назв., стр. - 9.

Сопоставление результатов разведки и добычи на **скарново-рудных месторождениях**, как правило, устанавливает неподтверждение подсчитанных запасов. Главные причины этого - расхождение контуров разведанных и фактических рудных тел и прерывистость распределения рудной минерализации в скарнах, что обусловлено разновременностью отложения скарнов и оруденения.

Разновременность формирования скарнов и оруденения обусловили необходимость оконтуривания рудных тел не формальными приемами интерполяции, а путем выявления и учета факторов, контролирующих размещение оруденения в скарнах. Использование приведенных критериев может повысить экономическую эффективность освоения скарново-рудных месторождений.

УДК 552.322.2:553.3.068.32(575.1)

Х.Н.Баймухамедов, С.И.Ибадуллаев, Л.А.Быков

СООТНОШЕНИЕ ПЕГМАТИТОВ СО СКАРНОВО-РУДНЫМИ
ОБРАЗОВАНИЯМИ НА ПРИМЕРЕ УЗБЕКИСТАНА

Сб. "Проблемы геологии и генезиса скарново-рудных месторождений Средней Азии", 1977, Изд-во "Фан" УзССР,

Рис.- 2, стр. - 6.

В статье рассмотрены вопросы соотношения пегматитов со скарново-рудными образованиями на примере пегматитовых полей Западного Узбекистана. По нашим данным, пространственное сонахождение различных жильных и контактовых образований не дает оснований считать их генетически связанными одними и теми же фазами гранитоидного магматизма.

УДК 553.064.32(575.3)

З.А.Образцова, В.И.Данилевский, П.Ю.Ходанович

ФАКТОРЫ РУДНОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ СКАРНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
В ТАДЖИКСКОМ КАРАМАЗАРЕ

Сб. "Проблемы геологии и генезиса скарново-рудных месторождений Средней Азии", 1977, Изд-во "Фан" УзССР,

стр.- 4.

Рассмотрены историко-магматический и литолого-структурный факторы специализации скарновых месторождений таджикостанской части Карамазара. Обсуждено влияние этих факторов и интегральной вертикальной зональности на рудную специализацию скарновых месторождений.

Л.А.Мирошниченко

ФОРМАЦИИ КОНТАКТОВО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАЗАХСТАНА

Сб. "Проблемы геологии и генезиса скарново-рудных месторождений Средней Азии", 1977, Изд-во "Фан" УзССР,
Табл. - I, стр. - 2.

В работе рассмотрена систематика скарново-рудных месторождений Казахстана, основу которой составляют рудно-метасоматические процессы, следующие за скарновыми. Качественный состав и масштабы рудной минерализации тесно связаны с геологическими условиями проявления формаций.

УДК 553.41+553.064.1+553:549.905.3.412.2

А.С.Курбанов

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ СООТНОШЕНИЯ СКАРНОВО- И КВАРЦЕВО-
ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗИРАБУЛАК-
ЗИАЭТДИНСКИХ ГОР (ЗАПАДНЫЙ УЗБЕКИСТАН)

Сб. "Проблемы геологии и генезиса скарново-рудных месторождений Средней Азии", 1977, Изд-во "Фан" УзССР.
Стр. - 3.

На примере скарново-медно-золоторудного (Рабинджан) и кварцево-золоторудных (Кара-Кутан, Джилан-сай и т.п.) месторождений выдвигается предположение о генетическом разграничении оруденений золота, связанных со скарнами и собственно гидротермальной деятельностью.

УДК (546.59+549.731.3):553.064.32.(575.1-15)

Л.З.Палей, Р.И.Ярославский

ЗОЛОТОНОСНЫЕ СКАРНЫ СЕВЕРНОГО НУРАТАУ - НОВЫЙ ТИП
МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ЗАПАДНОМ УЗБЕКИСТАНЕ

Сб. "Проблемы геологии и генезиса скарново-рудных месторождений Средней Азии", 1977, Изд-во "Фан" УзССР, стр.-2.

Описаны геологические условия образования, минералогические и геохимические особенности скарнов с золотым оруденением Северного Нуратау. Данные образования - пример проявления правила полярности в развитии магматизма и его продуктов, асимметрии геохимической и металлогенической специализации габбро-гранитной серии.

УДК 553.252.1:553.31'44 (575.11)

А.Каххаров

ЭТАПЫ МИНЕРАЛИЗАЦИИ СКАРНОВО-ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ РЕЖИМА КИСЛОТНОСТИ-ЩЕЛОЧНОСТИ
ПОСТМАГМАТИЧЕСКИХ РАСТВОРОВ

Сб. "Проблемы геологии и генезиса скарново-рудных месторождений Средней Азии", 1977, Изд-во "Фан" УзССР, Библ.-12 назв., стр.-10.

В статье проанализирована последовательность выделения гипогейных минералов при формировании скарново-железородных месторождений. Отмечено, во-первых, закономерное изменение кислотности-щелочности постмагматических гидротермальных растворов во времени; во-вторых, необходимость для однозначного решения рассматриваемого вопроса применения наряду с этим признаком и комплексных геологических методов.

УДК 553.064.32.044(575)

Ю.С.Шихин, М.Е.Запрометов, В.И.Поминальный

ПРИНЦИПЫ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ СКРЫТЫХ СКАРНОВО-
РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Сб. "Проблемы геологии и генезиса скарново-рудных месторождений Средней Азии", 1977, Изд-во "Фан" УзССР, стр. - 3.

На примере конкретных месторождений рассмотрены принципы прогнозирования месторождений, еще не вскрытых **арозией** (собственно скрытые), и месторождений частично размытых, но перекрытых более молодыми отложениями.

УДК 553.3.064.32(575)

В.А.Воронич

ТАКСОНЫ СКАРНОВО-РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
СРЕДНЕЙ АЗИИ И ИХ ПРИЗНАКИ

Сб. "Проблемы геологии и генезиса скарново-рудных месторождений Средней Азии", 1977, Изд-во "Фан" УзССР,

Табл. - I, стр. - 4.

Рассмотрена сравнительная типизация (таксоны) месторождений по стратиграфической, литологической, структурно-магматической группам признаков. Приведены отождествляющие и различающие признаки, частота их встречаемости, позволяющая выделить различие вольфрамовых, полиметаллических, магнетитовых таксонов. Приведенная таксономия с привлечением увеличенного числа признаков может стать основой для прогнозных построений.

УДК 550.4:553.45.064.3+553.041 (575.1-13)

С.И.Ибадуллаев, А.З.Юлдашев

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОЛОВОНОСНЫХ СКАРНОВ
ЮЖНОГО УЗБЕКИСТАНА И ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ОРУДЕНЕНИЯ

Сб. "Проблемы геологии и генезиса скарново-рудных месторождений Средней Азии", 1977, Изд-во "Фан" УзССР, Библ.-2 назв., стр.-2.

На примере Южного Узбекистана рассмотрены геохимические особенности оловоносных скарнов и прогнозирование оруденения с выявлением перспективных площадей.

УДК 553.064.32'685.06:550.84.092.1(575.1-15)

С.В.Григорян, Ю.И.Петров

ПЕРИЧНЫЕ ОРЕОЛЫ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ В ПОЗНАНИИ ГЕНЕЗИСА
И ОЦЕНКИ ПЕРСПЕКТИВ СКАРНОВО-ШЕЕЛИТОВЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Сб. "Проблемы геологии и генезиса скарново-рудных месторождений Средней Азии", 1977, Изд-во "Фан" УзССР, стр.- 2.

В результате изучения отдельных скарново-рудных месторождений установлено, что рудоносные тела сопровождаются более или менее развитыми ореолами ряда элементов, интенсивность проявления которых контролируется степенью тектонической нарушенности пород, метасоматических изменений (мощность скарнов) и концентрацией тех или иных элементов в рудных зонах.

Э.Г.Кассандров

ВЗАИМООТНОШЕНИЯ СКАРНОВЫХ И ВУЛКАНОГЕННО-
ОСАДОЧНЫХ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
(НА ПРИМЕРЕ АЛТАЯ)

Сб. "Проблемы геологии и генезиса скарново-рудных месторождений Средней Азии", 1977, Изд-во "Фан" УзССР, стр.- 2.

В статье рассмотрено соотношение вулканогенно-осадочных и скарновых железных руд, которое обуславливается закономерным развитием геосинклинальной области с четкой последовательностью событий в эволюции тектоники и магматизма.

УДК 549(1):553.061.41.435

И.М.Голованов, Т.С.Тимофеева

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ И МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ
СКАРНОВО-МЕДНО-ЗОЛОТОРУДНОЙ ФОРМАЦИИ
ЗАПАДНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Сб. "Проблемы геологии и генезиса скарново-рудных месторождений Средней Азии", 1977, Изд-во "Фан" УзССР, Библ.- 9 назв., стр.-5.

Приведены данные о двоякой геологической позиции скарново-медно-золоторудной формации Западного Тянь-Шаня и на основании ведущей продуктивной минеральной выделены минеральные типы месторождений.

УДК 550.553.064.32(575.11)

В.Б.Шувалов

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СКАРНОВО-РУДНЫХ ТЕЛ
ТАШКЕРГАНА (БАССЕЙН Р.ПСКЕМ, ЗАПАДНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)

Сб. "Проблемы геологии и генезиса скарново-рудных месторождений Средней Азии", 1977, Изд-во "Фан" УзССР.

Табл. - 2, библи.- 5 назв., стр. - 8.

Описано строение скарново-рудных тел, а также поведение в них висмута, олова, цинка, меди, свинца, молибдена и серебра. Установлена концентрация этих элементов на среднем горизонте, ниже которого содержание большинства элементов, кроме олова, убывает. Источником рудных элементов могли быть вмещающие карбонатные и интрузивные породы с повышенными концентрациями этих элементов, нижележащие осадочно-метаморфические толщи или глубинные источники.

УДК 550.42.546...552.3215/6 (575.13)

К.Л.Бабаев

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ГРАНИТОИДНОГО РЯДА И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИХ РАЗМЕЩЕНИЯ
(НА ПРИМЕРЕ ТЯНЬ-ШАНЯ)

Сб. "Проблемы геологии и генезиса скарново-рудных месторождений Средней Азии", 1977, Изд-во "Фан" УзССР.

Табл.-I, стр. - 4.

Гранитоидный магматизм в Тянь-Шане имеет пульсирующий характер: каждый массив формируется в результате нескольких фаз, и каждая фаза сопровождается своими соответствующими рудоносными производными, в результате чего создается естественно-эволюционный ряд: гранитоиды-граниты-аляскиты и их производные - пегматиты-апограниты-скарны-гидротермалиты, и каждый из них с определенными типами оруденения. В пределах отдельных полей в возрастном и генетическом отношении возможно несколько типов: пегматиты, апограниты, скарны и гидротермалиты.

Х.Р.Рахматуллаев

О ВЗАИМООТНОШЕНИИ СКАРНОВ, ДАЕК И ОРУДВЕНЕНИЯ ГОР БУКАНТАУ
Сб. "Проблемы геологии и генезиса скарново-рудных место-
рождений Средней Азии", 1977, Изд-во "Фан" УзССР,
Рис. - 2, стр. - 3.

Оразалинские гранато-пироксеновые скарны с медной и признаками молибденовой минерализации связаны с тонолит-трондьемитовой формацией (II фаза) гранитоидного комплекса герцинского тектоно-магматического цикла и пересекаются дайками гранит-порфиров и аллитов гранитовой формации (III фаза) того же комплекса, которые секутся дайками гранодиорит-порфиров и лампрофиров дайкового комплекса. На эти дайки и вмещающие их гранитоидные образования накладываются процессы альбитизации, турмалинизации, хлоритизации и самые поздние кварцевые образования с проявлениями золото-сурьмяной минерализации.

УДК 553.064.32:551.243.(575.3)

В.А.Турлычкан, А.Б.Хисамутдинов

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СКАРНОВО-РУДНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ МАГИАН-АРЧАМАЙДАНСКОГО РАЙОНА
(СЕВЕРНЫЙ СКЛОН ЗАРАФШАНСКОГО ХРЕБТА)

Сб. "Проблемы геологии и генезиса скарново-рудных место-
рождений Средней Азии", 1977, Изд-во "Фан" УзССР,
Рис.- I, стр. - 6.

Рассмотрены закономерности размещения, условия образования, рудоносность и другие вопросы геологии скарново-рудных месторождений Магиан-Арчамайданского рудного района. Особо подчеркнута роль линейновытянутых тектонических зон северо-западного простирания, осложненных разрывами диагонального характера и выходами интрузий гранодиоритового состава.

Цена 2 р. 20 к.

3315